高等院校地学研究生教学用书

环境与工程地球物理

Environmental and Engineering Geophysics

杨 进 编著

地质出版社

环境与工程地

Environmental and Engin



ISBN 978-7-116-07288-6

定价：45.00元

中国地质大学(北京)研究生教材基金资助(2010001)

环境与工程地球物理

Environmental and Engineering Geophysics

杨　进　编著

地质出版社

·北　京·

内 容 提 要

本书为环境与工程地球物理专业的研究生教材。全书分四篇十三章。基础篇介绍了环境与工程地球物理的概念、特征、面临的环境与工程问题及岩矿石的物理性质；方法篇讲述了电磁类、地震类、重磁类、放射性类勘探方法及测井等；仪器软件篇中展示了目前常用的勘探仪器和资料处理解释的专业软件；应用篇阐述了介质污染监测、基础工程质量检测、地质灾害预警、地下管线探测、隧道超前预报及考古研究等应用领域的应用现状、检测方法技术及实际应用效果。

本书可供地球物理学、环境与工程地球物理、地球探测与信息技术、勘查技术与工程、地质工程、环境工程等专业的研究生学习，也可供相关专业的工程技术人员参考。

图书在版编目（CIP）数据

环境与工程地球物理 / 杨进编著 . —北京 ：地质出版社，2011. 8

ISBN 978 -7 -116 -07288 -6

Ⅰ. ①环… Ⅱ. ①杨… Ⅲ. ①环境物理学：地球物理学—研究生—教材②地球物理勘探—研究生—教材 Ⅳ. ①X14②P631

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2011）第 149798 号

HUANJING YU GONGCHENG DIQIU WULI

责任编辑：王春庆
责任校对：李 玫
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电　　话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324514（编辑室）
网　　址：http：//www. gph. com. cn
电子邮箱：zbs@ gph. com. cn
传　　真：（010）82324340
印　　刷：北京天成印务有限责任公司
开　　本：787mm×960mm 1/16
印　　张：27
字　　数：500 千字
版　　次：2011 年 8 月北京第 1 版
印　　次：2011 年 8 月北京第 1 次印刷
定　　价：45. 00 元
书　　号：ISBN 978 -7 -116 -07288 -6

前　言

随着社会的发展、科技的进步，我国在资源开发、能源利用、土地规划、城市建设、设施改造、环境保护、国家安全等方面发展突飞猛进，国民经济建设蒸蒸日上，人民的生活水平得到大幅度的提高。然而在国民经济建设发展的同时，不同程度地引发了地质灾害、资源浪费、环境污染、工程劣质等环境与工程问题，给人民生活的环境、质量和安全带来恶劣的影响和严重的危害。在解决环境与工程问题的过程中，逐渐形成了环境与工程地球物理学科。近年来，就环境与工程地球物理而言，成立了专委会、召开了国际会、建设了学科组、设置了硕士点、增添了博士点、招收了研究生、开设了专业课，发展势头如火如荼。为了迎合学科的飞速发展、满足本专业研究生的教学和实践，笔者特撰写此书。

本书是根据环境与工程地球物理专业硕士研究生的教学大纲编写的，主要内容为地球物理学，同时涉及部分地质学、地质工程学、环境学及计算机应用技术等。在编排上的总体思路流程是：问题的提出→解决问题的物理基础→环境与工程地球物理方法→信号采集仪器→野外工作技术→软件资料处理→地质解释结论→工程处理技术→解决问题的方案。内容编制中不仅考虑了环境与工程中的问题和检测方法，而且还考虑了测量仪器和处理解释软件，同时也兼顾了解决问题的具体处理技术。内容撰写力求系统、完整、全面、适用，尽可能地精炼简洁、拓展宽泛。

本书分基础篇、方法篇、仪器软件篇和应用篇。基础篇介绍了：①研究内容、应用现状、发展趋势；②大气污染、水资源污染、油气污染、固体废弃物污染的环境问题和工程地质灾害、工程质量评

价等工程问题；③岩矿石的密度、弹性、磁性、电性、放射性等物理性质。方法篇讲述了电阻率法、激发极化法、大地电磁测深法、可控源音频大地电磁法、瞬变电磁法、甚低频电磁法、探地雷达法、震电法、地震反射波法、地震折射波法、瑞利波法、声波检测法、常时微动法、重力法、磁法、放射性、地热、地球物理测井法等。仪器和软件篇简介了电（磁）法勘探、重磁勘探、地震勘探及测井勘探中常用的测量仪器和相应的数据处理解释软件系统。应用篇阐述了：①水、油、固体废料和放射性等污染的监测方法与处置技术；②桩基动态检测法、道路质量的无损检测、地基勘查和建筑物质量检测；③滑坡、泥石流、岩溶塌陷、地裂缝、矿井塌陷等地质灾害的监测和桩、注浆、连续墙、锚固等预警技术；④地下管线的探测方法和技术；⑤隧道超前探测技术及考古研究。

笔者基于长期专业知识的学习、多年教学经验的积累、多项科学研究的实践，加之对环境与工程地球物理的认识和理解，在大量收集资料的基础上，通过甄别、遴选、组织、撰写，完成本书编著。本书撰写中一直得到地球物理与信息技术学院的领导和同仁的鼓励和支持；在内容架构、读者定位等方面得到了中国地质大学程业勋教授、王光锷教授的赐教；在资料收集中得到武炜、苑守成、刘兆平、曾卫华、武美慧、张前进、刘海军、李耀华、杜瑞庆、周志政、曹锡秋、李子梅、侯征等博士生的积极帮助；本书出版过程中得到中国地质大学（北京）研究生教材基金的资助，在此一并表示衷心感谢。

由于时间紧迫、能力和水平有限，内容上可能出现疏漏或错误，敬请读者批评指正。

杨　进

2011 年 6 月

目　录

方 法 篇

仪 器 软 件 篇

应 用 篇

Content

METHODS

INSTRUMENTS AND SOFTWARE

APPLICATION

基础篇

第1章　绪　　论

1.1　环境与工程地球物理的研究内容

1.1.1　概念与特点

环境与工程地球物理是环境与工程科学与地球物理学相融合而发展起来的一门交叉性边缘学科，是一门具有巨大潜在应用价值的新兴学科，被用于解决环境与工程问题。环境与工程地球物理在国外也称近地表地球物理学，并以高分辨率和高精度为特征。

关于环境与工程地球物理，目前没有严格的界定，它既不是环境地球物理的延伸，也不是工程地球物理的拓展，是地球物理和环境工程的有机组合。环境与工程地球物理是基于物质在物理性质上的差异，借助专门的仪器观测地球物理场（重力场、磁场、电磁场、弹性波场、核辐射场等）的异常变化特征，通过分析研究场的变化，结合相关资料和实验来解决自然的和人为的环境与工程中的问题（如环境污染调查、土木工程评价、地质灾害监测等）。

环境与工程地球物理重点研究浅部目标，从本身探测工作来看有如下特点。

（1）大部分探查的对象是浅、小的物体，探查深度从几十厘米到几十米，要求探查的分辨率高、定量解释精度高；

（2）不仅要求探明目标的分布规律，通常还要求查清单个目标（如溶洞等）的空间位置；

（3）与工程及环境地质工作结合紧密，探查资料往往用于设计或施工，时间上衔接紧，这常使得探测结论能及时得到验证和反馈，对工作结论要求高；

（4）探查对象复杂，浅小的物体规律复杂，近地表的地质条件和物性也不均匀，沿水平方向和铅垂方向的各向异性严重，甚至物性参数出现连续渐变的情况，给资料的定性定量解释带来许多困难。

1.1.2 研究内容

环境与工程地球物理的研究领域涉及地球岩石圈（土壤圈）、水圈和大气圈，其目的是利用地球物理方法研究和解决与这四个圈层有关的环境与工程问题。研究领域广、目标大、内容多、项目杂，难于罗列齐全，我们主要研究的内容有：

（1）自然灾害变化。主要是由自然力引起的地质灾害与变化，如地震、滑坡、塌陷、地裂缝、地面沉降以及空间变化的观测和预测。

（2）地下污染调查。主要是人类生活与生产排放的废气、废水和固体废物，影响地下水、土壤的大气污染、水资源污染、油气污染、固体废弃物污染及放射性污染的探测和监测。

（3）土木工程评价。如地基评价、桩基检测、隧道衬砌质量检测、混凝土质量检测、锚杆砂浆饱和度检测、隧道衬砌状态评估。

（4）地下管网探查。主要探测地下供水管、污水管、煤气管、热力管、动力线、照明线、电缆、通信线、网线等。

（5）其他环境与工程调查。如区域地质调查、地质环境调查、水资源调查、工程施工超前预报、考古和文物保护等。

1.1.3 应用条件

环境与工程地球物理方法在解决环境与工程问题中发挥了重要作用，取得了较好的效果，能探明地下目标体，但它不是万能的，它的应用是有条件的。环境与工程地球物理方法要取得良好的地质效果，除了客观环境条件（如地形地貌、气候变化）、设备条件、人为条件（人员素质及专业水平）外，就探测目标而言还须有三个充分条件：

（1）探测对象与周围岩石在物理性质上存在明显的差异。物理性质有明显的差异的概念，不同的方法有不同的要求。如重力勘探寻找大多数金矿时，围岩密度差 $0.3\sim0.4\mathrm{g/cm^3}$；研究地质构造问题时，密度差 $0.1\mathrm{g/cm^3}$（级次）；磁法勘探时，磁化率相差几倍；而电法勘探中，电阻率需相差几倍。

（2）探测对象要有一定的规模，且埋深不大，且有有利的形态，能够产生可以观测和圈定的地球物理异常。如地震、电测深勘探目标地质体产状平缓（$10°\sim15°$）时，影响较小；电剖面法勘探陡倾界面（$>30°$）时，效果较好；磁法、重力勘探陡倾斜界面通常有利。

（3）各种干扰因素产生的干扰相对于异常应足够微弱，或具有不同的特征，能够予以分辨或消除。干扰因素主要分为地质干扰、非地质干扰和测量误

差。地质干扰主要有上覆岩层屏蔽（影响）、下伏岩层的影响、地形起伏的影响。非地质干扰是指地球物理场随时间变化和人文游散电流干扰对目标地质体异常产生的不同程度的影响。测量误差有系统误差、随机误差和过失误差。

若不具备上述条件，则很难通过观测发现探测对象的存在。

1.2 环境与工程地球物理的应用现状

1.2.1 发展概况

随着环境与工程科学和地球物理学的发展，地球物理学在环境与工程中的应用领域不断扩展，逐渐形成了一门新的学科——环境与工程地球物理。早在20世纪70年代，国外就有人从事环境与工程地球物理工作。1988年美国的Ward教授首次开设环境地球物理课程，并于1990年出版了《土工和环境地球物理》(Geotechnical and Environmental Geophysics)。1988年，美国召开了第一届“工程、环境问题地球物理应用研讨会”，并决定以后每年召开一次。在此基础上，1992年成立了“国际环境与工程地球物理学会（EEGS)”，其宗旨是：推动地球物理用于解决工程、环境问题，提高该领域中地球物理研究的学术水平，促进有志于这个领域研究的各国学者之间的交流与合作。1995年德国出版了Dieter Vogelsang的《环境地球物理学》(Environmental Geophysics)，为环境地球物理学的第一本专著。1993年中国地球物理学会成立环境地球物理和工程地球物理专业委员会。1994年在北京召开了水文、工程、环境物探国际学术讨论会。1996年王兴泰主编了《工程与环境物探新方法新技术》。1997年由中国地球物理协会、中国地质学会、成都理工学院等共同主办，在中国成都召开的“工程与环境地球物理国际学术会议”将环境与工程地球物理的研究推向高潮。2004年在武汉召开了环境与工程地球物理国际研讨会。2006年雷宛等人编写了《工程与环境物探教程》，介绍了解决环境工程问题的地球物理方法。目前，部分大专院校设立了环境与工程地球物理的硕士点和博士点，开设了环境与工程地球物理课程。

1.2.2 应用现状

环境与工程地球物理是解决环境与工程问题的重要勘探技术，按照解决地质问题的物理性质它可分为七大类；①以介质密度差异为基础，研究重力场变化规律的重力勘探；②以介质磁性差异为基础，研究地磁场变化规律的磁法勘

探；③以介质电性差异为基础，研究天然或人工电场（或电磁场）的变化规律的电（磁）法勘探；④以介质弹性差异为基础，研究弹性波场变化规律的地震勘探和声波探测；⑤以介质中放射性元素种类及含量差异为基础，研究辐射场变化特征的核地球物理勘探；⑥以地下热能分布和介质导热性为基础，研究地温场变化的地热勘探等；⑦基于其他工程参数差异为基础的参数测井。

研究和解决环境与工程问题的方法较多，与其他方法相比，环境与工程地球物理学方法具有独特的优点，是其他方法无法替代的。具体表现在：①效率高、成本低。它可以从地面探测地下介质特征的三维变化，而无需大量的钻井或探槽。探地雷达、微重力等仅需几个人就能完成以前要几十人甚至上百人的环境调查工作，大大节约了人力和物力。②适用范围广。除具有与其他环境工程监测方法同样的应用领域外，环境与工程地球物理方法在海上、极地等区域研究中更具有独特的优势。③覆盖率大。通过钻孔和取样方法仅对点或线上的情况进行分析，而采用环境与工程地球物理方法却能达到对研究区整个空间的覆盖研究。④无损检测。部分方法可达到无破坏性的检测技术，如工程评价、质量检测、环境监测等。

1.3 环境与工程地球物理的发展趋势

1.3.1 仪器设备的更新

环境与工程地球物理是一门实验科学，实验观测是地球物理的基础，仪器是观测的工具，是地球物理的重要组成部分。仪器的进步，促进方法技术的提高；方法技术的提高，迫使仪器的更新。地球物理仪器的好坏直接影响地球物理的应用效果，仪器对地球物理来说至关重要。早期，野外数据采集技术落后，仪器笨重、装备繁多、操作复杂、劳动强度大、错误率高、抗干扰能力差、观测精度低，随着近年来电子技术的进步，地球物理仪器有了突飞猛进的发展，厂家采用程序控制、数字显示和接口输出等技术生产出智能化的仪器。它具有自检、自控、实时处理等功能，使环境与工程地球物理仪器发生了革命化的变化，主要表现为四个方面：①多用化（一机多用）。②自动化。由于微机对仪器进行了程序控制，仪器电源检查、校准、补偿、增益及数据实时处理，显示、输出都是自动进行的。③数字化。用微机控制实现模—数转换和数字运算。可对实测数据进行预处理，如信号叠加，数字滤波。④轻便化。仪器不仅本身变小变轻，且信号比和观测精度提高。

随着环境与工程地球物理技术的逐步成熟，其观测仪器须逐渐完善，仪器设备的发展趋势有几个方面：① 向高分辨率（灵敏度）、高保真度、高信噪比发展（每换代一次，三个指标均提高 1 ~ 2 个数量级）；② 向多功能发展，实现多方法、多参数测量、能充分利用多种信息，提高收录的信息量；③ 向自动化、智能化、网络化程度发展，自控、自检程度大大地提高，较普遍地应用遥控、遥测技术与现代信息传输技术；④ 向数字化、集成化发展，实现观测信息的数字化，而且能对观测的大量数据进行实时加工、处理及解释；⑤ 仪器设备轻便化，成本逐渐降低，生产效率成倍提高。仪器设备是地球物理工作最重要的物质基础，仪器设备每更新换代一次，地球物理效果会成倍提高，应用范围随之扩大。新的技术革命和仪器设备必须同步发展，共同提高。

环境与工程地球物理仪器的基础理论研究不可忽视，现有仪器技术指标需要提高、功能需要充实和完善，同时注重不同应用领域新仪器的研发。如航空地球物理新仪器的开发（航空重力梯度仪，航空超导磁力仪，时间域电磁探测系统）、海底环境与工程探测仪器的开发（如海底重力仪，海底可控源电磁探测系统，海底地震探测仪等）。

值得指出的是仪器的技术引进和自主创新应予以关注。

1.3.2 方法技术的提高

环境与工程地球物理常用的方法在实践中取得了可喜的成绩，但在实际中针对不同的目标为了提高勘探质量，涌现出一些新的方法技术。如高密度激发极化法、谱激电法、3D 探地雷达、相控探地雷达、核磁共振法、网式电磁技术、动电法、地震层析成像技术。

环境与工程问题种类较多，性质各不相同，涉及的范围和领域也比较广泛。一种方法往往难以奏效，应灵活、有机地综合地球物理方法才能解决实际问题。不同的环境与工程地球物理方法的综合应用，不仅可以解决地表浅层（几厘米至几米）的环境与工程问题，而且可以解决较深（几十米至几百米）层次的环境与工程问题，为解决地壳浅部地质问题提供了有力的手段和可靠的方法。因此，应该科学的选择其地球物理组合方法，以便取得好的环境勘探结果。

发展环境与工程地球物理高性能计算模拟仿真技术，将传统的科研方式的实验（观测）→理论转变为实验（观测）→计算模拟→科技创新。这使人们的科学研究扩大了空间范围，缩短了时间尺度。先进的高性能计算机技术已经成为科学和技术领域发展的重要因素，数据系统和可视化技术的融合，成熟的模拟和仿真工具等新信息手段提高了科技能力。计算机技术为复杂的科学发现

提供了新的模型，为科学的发现和创新提供了研究方式，为各个学科领域的前沿问题的研究，提供了有力工具。

集成化技术是环境与工程地球物理技术发展的趋势。所谓集成化包括系统集成、技术集成和信息集成。系统集成是地球物理方法解决环境与工程问题时测网定位、网络化的信号采集、海量数据的实时分析、实验数据的模拟、资料的处理及异常的地质解释等一系列过程的有机融合。技术集成主要是“3S”（GPS，GIS 和 RS）技术的集成。它将 RS，GPS，GIS 技术的功能融为一体，可构成高度自动化、实时化和智能化的地理信息系统。“3S”技术的集成既能提供大量实时、动态、快速、廉价的地理信息，又能用于空间数据快速定位、遥感数据校正和检验，也能用于空间数据的存储、管理、查询、分析和可视化。“3S”集成技术在数字地球、数字林业、数字海洋、环境监测、地学领域等各方面已经开始得到广泛应用。在环境与工程地球物理勘探中引进“3S”集成技术，必将提高勘探的技术水平和应用效果。信息集成是信息的网络化采集、传递、存储、共享技术的有机组合，是一系列的数据流引擎、应用程序、数据管理、分析和可视化工具、辅助工具的合理整合。它将对数据信息加以组织、整合、存储、管理和利用，对各种条件下的数据信息进行分析、可视化、数据挖掘、归纳预测等手段来揭示事物的内在规律。如数字地球、数字城市、数字勘探等概念都是在集成化基础上发展出来的。

随着计算机网络技术的加快发展，环境与工程地球物理勘探的网络化值得关注。特别是网络化的地球物理观测设备及智能化网络传感器，使野外采集的数据直接传输到数据处理中心，可进行实时监测、处理、解释。远程信号采集、远程分析处理、远程解释验证，对环境与工程地球物理的发展至关重要。

1.3.3 应用领域的拓宽

环境与工程地球物理的应用实例和较好的地质效果，进一步说明了环境与工程地球物理的应用领域在逐渐扩大，其应用领域涵盖了环境保护、工程建设、水资源调查、地热勘探、灾害评价与预测、环境污染检测和监测、地基稳定性评价、施工质量检测、考古研究、文物保护等，并且向生态农业、资源矿业、水下工程等应用领域延伸。

环境污染监测：主要是大气污染、水污染、油气污染和固体废弃物污染的监测。所有的污染最终归宿到土壤和地下水的污染，美国对 2000 多个垃圾填埋场渗沥液进行分析，发现 44 种无机物中普遍存在的有 6 种离子（Cl^-，Ca^{2+}，Na^+，Fe^{2+}，NH_4^+ 和 SO_4^{2-}），所以垃圾渗沥液进入土壤和地下水，形成地下水无机污染。如石油类的低密度非水相流体，四氯化碳（PCE）和三氯

乙烯（TCE）等；高毒性物质的高密度非水相流体（DNAPL），如DDT、敌敌畏、氯丹、烷烃类、芳香类、氯化氨等有机物的污染都是有机污染，它们含量低、毒性大、物性差异小，难以检测，是地下水污染调查研究的重点。

地质灾害预报：在地质灾害调查中，以往对灾害的勘查研究，多是在发灾后以被动、应急、营救的形式进行工作，缺乏超前性、全面性、预见性，缺少总体控制。今后环境与工程地球物理工作的重点应从监测转向预防，即通过调查采取工程措施，从根本上防止灾害的发生或减轻其危害程度。同时，灾害勘查应与下一步的灾害防治工程有机地结合起来，灾害勘查的目的除了查明灾害的性质、规模、成因机制和危害度外，更重要的是在勘查之后为灾害的治理提供科学的依据。

隧道超前预报：采用环境与工程地球物理方法在隧道内检测，确定隧道前方的断层、接触面、构造、空洞、水体等不良地质现象，有助于施工顺利、人身安全。由于隧道中的空间小、范围窄、干扰大，取得较好的地质效果非常不易，是我们今后研究的热点。

其他值得重视的研究领域有UXO（Unexploded Ordnance）探测，类似秦始皇陵的考古研究、水库水坝的渗漏检测、活断层探测、各种核设施附近核辐射环境的监测、放射性核废料库选址调查、场地的环境评价、地球物理场效应的监测等。

总之，环境与工程地球物理是一个新兴的学科，研究和应用领域正在不断开拓。环境与工程地球物理技术在环境与工程问题诸多方面都取得了崭新进展，在国民经济建设中起到了重要作用，为人类生存、经济繁荣、社会进步以及人类与自然共存作出了重大贡献。

第2章　环境与工程问题

2.1　环境问题

2.1.1　大气污染

从广义上讲，大气污染是全球性的问题，因为污染物最终将散布到整个大气层。并且大气污染对人类和环境的影响也是综合的、立体的。图2.1是大气污染对人体及环境影响的途径示意图。当前全球的大气污染问题十分复杂和严峻，其中最为突出的三个大气污染问题分别是：全球气候变化、臭氧层损耗、酸雨腐蚀。

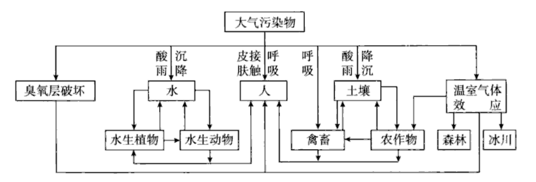


图2.1　大气污染对人体及环境影响的途径示意图

2.1.1.1　全球气候变化

全球气候变化问题实际上是两方面的问题：一是由于人类活动使大气层中的 CO_2 含量增加产生的“温室效应”，使大气层温度升高的评价问题；另一方面是太阳对地球的辐射的变化对大气层温度影响的评价问题。

(1) 气候变化的特征

“温室效应”是大气中某些微量气体，主要是二氧化碳在大气中的体积分数为0.033%，其总量约 2.3×10^{12}t）和水蒸气，通过吸收太阳辐射中的红外线使大气层温度升高。但 CO_2 和水蒸气并不吸收可见光，因而可见光的大部

分能穿过大气层到达地面，在地面被吸收后，相当一部分又以红外线的形式向大气层辐射，这些红外线再次被大气层中的 CO_2 及水蒸气吸收，并通过这种吸收延缓地球表面及大气层中的热量向宇宙空间弥散的过程。因此，一方面温室效应对地球上的生命活动是必要的，另一方面，温室效应失衡将会恶化生态环境。

大气中能产生温室效应的气体已经发现近40种，其中二氧化碳起重要的作用，甲烷、氟氯烃和氧化亚氮也起相当重要的作用。对长期气候数据进行比较，在气温和二氧化碳之间存在显著的相关关系。国际社会所讨论的气候变化问题，主要是指温室气体增加产生的气候变暖问题。

与"温室效应"效果相反的是大气中由于灰尘（如火山爆发后产生的烟尘等）或 SO_2 等的聚集形成气溶胶，气溶胶能阻隔太阳辐射，即有"阳伞效应"，其效果是使大气的温度降低。但是气溶胶无法在大气层中长期存在，从全球来看，气溶胶的"阳伞效应"无法抵消"温室效应"的影响。

太阳辐射问题的研究表明，从现在到2030年，由于太阳辐射以每年0.2%的速率减弱，将使气温下降0.1℃，而地球上的火山活动产生的烟尘引起的"阳伞效应"，也会使气温下降0.18℃，但人类活动使气温增加的幅度明显大于自然变化引起的气温下降，即能使气温增加0.90℃。综合自然和人类活动两方面的因素，到2030年气温将增加0.62℃。可以看出人类活动对气温变化的作用日渐明显。

（2）气候变化的主要因素

自然界本身排放着各种温室气体，也正在被吸收或分解。在地球的长期演化过程中，大气中温室气体的变化是很缓慢的，处于一种循环过程。碳循环就是一个非常重要的化学元素的自然循环过程，大气和陆生的植被，大气和海洋表层植物及浮游生物每年都发生大量的碳交换。从天然森林来看，二氧化碳的吸收和排放基本是平衡的。人类活动极大地改变了土地利用形态，特别是工业革命后，大量森林植被被迅速砍伐一空，化石燃料使用量也以惊人的速度增长，人为的温室气体排放量相应不断增加。从全球来看，1975～1995年，能源生产就增长了50%，二氧化碳排放量相应有了巨大增长。目前，发达国家仍然是二氧化碳等温室气体的主要排放国，包括中国在内的一些发展中国家的排放总量也在迅速增长。

（3）气候变化的影响和危害

近年来，世界各国出现了几百年来历史上最热的天气，厄尔尼诺现象频繁发生，给各国造成了巨大经济损失。按现在的一些发展趋势，科学家预测有可能出现的影响和危害有：

海平面上升：全世界大约有1/3的人口生活在沿海岸线60km的范围内，沿海地区经济发达，城市密集。全球气候变暖导致的海洋水体膨胀和两极冰雪融化，可能在2100年使海平面上升50cm，危及全球沿海地区，特别是那些人口稠密、经济发达的河口和沿海低地。这些地区可能会遭遇淹没或海水入侵，海滩和海岸遭受侵蚀，土地恶化，海水倒灌和洪水加剧，港口受损，并影响沿海养殖业，破坏供排水系统。

影响农业和自然生态系统：随着二氧化碳浓度增加和气候变暖，可能会增加植物的光合作用，延长生长季节，使世界一些地区更加适合农业耕作。但全球气温和降雨形态的迅速变化，也可能使世界许多地区的农业和自然生态系统无法适应或不能很快适应这种变化，使其遭受很大的破坏性影响，造成大范围的森林植被破坏和农业灾害。

加剧洪涝、干旱及其他气象灾害：气候变暖导致的气候灾害增多可能是一个更为突出的问题。全球平均气温略有上升，就可能带来频繁的气候灾害——过多的降雨、大范围的干旱和持续的高温，造成大规模的灾害损失。科学家根据气候变化的历史数据，推测气候变暖可能破坏海洋环流，引发新的冰河期，给高纬度地区造成可怕的气候灾难。

影响人类健康（图2.2）：气候变暖有可能加大疾病危险和死亡率，增加传染病。高温会给人类的循环系统增加负担，热浪会引起死亡率的增加。由昆虫传播的疟疾及其他传染病与温度有很大的关系，随着温度升高，可能使许多国家疟疾、淋巴腺丝虫病、血吸虫病、黑热病、登革热、脑炎等增加或再次发生。在高纬度地区，这些疾病传播的危险性可能会更大。

2.1.1.2 臭氧层损耗

20世纪70年代初，一些科学家开始认识到了臭氧层破坏的化学机制，提出了研究报告。20世纪80年代中期，观测数据证实了氟利昂等消耗臭氧物质同南北极臭氧层破坏的关系，促成国际社会积极行动，制定了保护臭氧层的公约和议定书，进行了成功的国际环境保护合作，使人类有望在21世纪中叶逐步使遭受破坏的臭氧层得到恢复。

（1）臭氧层的现状

臭氧（O_3）为淡蓝色有刺激性味的气体，有极强的氧化作用，而且有毒。当空气中臭氧的浓度达到0.0001%时，即可闻到其特殊气味。当空气中臭氧的浓度达0.03×10^{-6}时，在8h内，部分对臭氧敏感的农作物及树木会受伤害；空气中臭氧浓度为$(0.2\sim0.3)\times10^{-6}$时，人的肺功能降低，并伴有胸部紧缩感；臭氧浓度达$(1\sim2)\times10^{-6}$时，2h内肺活量减小，肺部慢性中毒

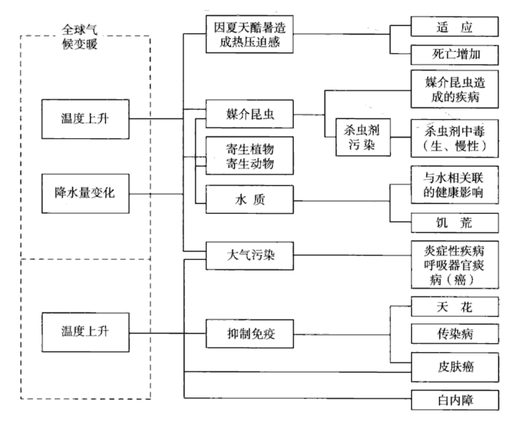


图2.2 气候变暖对人体健康的影响

并有胸痛；浓度达（5~10）$\times 10^{-6}$时，发生肺气肿，伴有全身疼痛，开始出现麻痹。但在大气层中存在的少量臭氧能防止太阳的紫外线辐射对地面生物体的不利影响。紫外线会使细胞核中的染色体分解，从而使细胞的增生停止。紫外线对人体的危害是损害细胞核的脱氧核糖核酸，使皮肤受到灼伤，甚至诱发皮癌。

大气层中的臭氧是由于太阳的紫外线辐射而生成的，也由于臭氧对紫外线的吸收而破坏。通常，波长小于242nm的紫外线能将大气层中的氧（O_2）分解为两个氧原子，氧原子再和氧分子结合为臭氧（O_3）。臭氧又会由于受到波长小于300nm的紫外线辐射而分解。这样在大气层的上部，由于紫外线的作用而产生臭氧，又由于对紫外线的吸收而分解，这种循环使太阳的紫外线辐射的相当大部分在大气层的上部被吸收，从而保护了地表附近的生物免遭紫外线辐射的伤害。大气层中的臭氧含量极少，但能在大气层的上部形成臭氧层。在地球的大气层中，臭氧层的分布是不均衡的。在空间分布上，在地球的两极附近，臭氧层底部的高度仅13~15km，而且臭氧含量较高，这是极地型臭氧层分布。在中纬度地区，臭氧层底部高度约19~21km，臭氧含量中等，这是温

带型臭氧层分布。在赤道附近纬度30°~35°以内，臭氧层底部的高度为24~27km，这是热带型臭氧层分布。另外还有一种混合型分布，即在极地及中纬度地区，在冬季或春季，当极地的气团入侵时，在19~21km及11~14km两个高度范围内，同时出现臭氧分压的极大值。在极地和中纬度的温带，臭氧含量在春季较高，极大值出现在3月；而8~10月为极小值。在赤道附近，臭氧含量的极大值出现在夏季，而12~1月为极小值。

1985年，英国南极考察站的科学家Farman等在哈雷湾（Halley Bay）站首次报道了南极上空自1975年以来，那里每年早春期间（南极9，10月份）臭氧浓度急剧减少，臭氧总浓度的减少超过30%，也就是形成所谓的臭氧洞。这一发现得到了许多其他国家的南极科学站观测结果的证实。从地面向上观测，高空的臭氧层已极其稀薄，与周围相比像是形成了一个“洞”，直径达上千千米，“臭氧洞”就是因此而得名的。卫星观测表明，臭氧洞的覆盖面积有时甚至比美国的国土面积还要大。近几年臭氧洞的深度和面积等仍在继续扩展。

（2）人类活动对臭氧层的影响

氮氧化物（NO_x）、氯氧化物（ClO_x）、氢氧化物（HO_x）将会分解及破坏臭氧。人类活动造成臭氧破坏的途径是：一是航空器（飞机）在平流层中飞行使氮氧化物增加，并导致臭氧的分解。地面人类活动致使氮氧化物增加，化肥（氮肥）的使用，石油及石油制品作为燃料使用都会产生大量氮氧化物，从而使从地表施放到大气层上部的氮氧化物增加，使臭氧的分布发生改变。

氟氯烃（CFC）及哈龙等消耗臭氧层的物质（ODS）的使用使臭氧减少。氟氯烃是甲烷或乙烷中的部分或全部的氢原子被氟原子或氯原子取代后的产物，其商品名称为氟利昂（Freon）。氟利昂是20世纪20年代合成的，其化学性质稳定，不具有可燃性和毒性，被当作制冷剂、发泡剂和清洗剂，广泛用于家用电器、泡沫塑料、日用化学品、汽车、消防器材等领域。氟利昂大气中的平均寿命达数百年，所以排放的大部分仍留在大气层的对流层，在一定的气象条件下，会在强烈紫外线的作用下被分解，分解释放出的氯原子同臭氧会发生连锁反应，不断破坏臭氧分子，科学家估计一个氯原子可以破坏数万个臭氧分子。

（3）臭氧层破坏的危害

臭氧层破坏的后果是很严重的。如果平流层的臭氧总量减少1%，预计到达地面的有害紫外线将增加2%。有害紫外线的增加，会对地球上的生物及人类以及全球气候产生影响。

对生物及人类的影响：有害紫外线的增加，将会使部分农作物（豆类、

瓜果类）的产量及品质下降，使处于食物链底层的浮游生物的生产力下降，从而损害整个水生生态系统。有报告指出，由于臭氧层空洞的出现，南极海域的藻类生长已受到了很大影响。紫外线辐射也可能导致某些生物物种的突变。由于过强的紫外线辐射对人的眼角膜和皮肤造成伤害，会诱发白内障及眼内水晶体变形；有研究表明，平流层中的臭氧减少10%，全世界白内障的发病率将增加6%～8%，因白内障而造成的失明人数将增加10万～15万人。过强的紫外线还会增加恶性皮肤瘤的发病率。另外过强的紫外线还会使人体皮肤内的免疫功能下降。

对气候的影响：由于臭氧对紫外线的强烈吸收，使平流层的温度增加，从而影响平流层的温度结构和高空的大气环流。理论计算表明，若大气中臭氧总量减少15%，则在40km高空处臭氧的浓度将减少45%，由于在这一高度上臭氧减少而使大气层对紫外线吸收的减少，这一高度上的局部温度可能下降10℃。此外，氟氯烃分子的温室效应作用要比CO_2大1.5万倍。

2.1.1.3 酸雨腐蚀

空气污染主要是人类大量燃烧化石燃料造成的，并主要分布在污染源集中的城市地区。酸雨污染发展成为区域环境问题和跨国污染问题。酸雨问题首先出现在欧洲和北美洲，现在已出现在亚太的部分地区和拉丁美洲的部分地区。

（1）酸雨的分布

酸雨通常指pH值低于5.6的降水，但现在泛指酸性物质以湿沉降或干沉降的形式从大气转移到地面上。湿沉降是指酸性物质以雨、雪形式降落地面；干沉降是指酸性颗粒物以重力沉降、微粒碰撞和气体吸附等形式由大气转移到地面。酸雨形成的机制相当复杂，是一种复杂的大气化学和大气物理过程。酸雨中绝大部分是硫酸和硝酸，主要来源于排放的二氧化硫和氮氧化物。就某一地区而言，酸雨发生并产生危害有两个条件，一是发生区域有高度的经济活动水平，广泛使用矿物燃料，向大气排放大量硫氧化物和氮氧化物等酸性污染物，并在局部地区扩散，随气流向更远距离传输。二是发生区域的土壤、森林和水生生态系统缺少中和酸性污染物的物质或对酸性污染物的影响比较敏感。如酸性土壤地区和针叶林就对酸雨污染比较敏感，易于受到损害。

我国酸雨正呈急剧蔓延之势，是继欧洲、北美之后世界第三大重酸雨区。据2009年度中国环境状况公报，中国酸雨分布区域主要集中在长江以南—青藏高原以东地区。主要包括浙江、江西、湖南、福建、重庆的大部分地区，以及长江、珠江三角洲地区。

（2）酸雨的成因

大气中的硫和氮的氧化物有自然和人为两个来源。二氧化硫的自然来源包

括微生物活动和火山活动，含盐的海水飞沫也增加大气中的硫。自然排放大约占大气中全部二氧化硫的一半，但由于自然循环过程，自然排放的硫基本上是平衡的。人为排放的硫大部分来自贮存在煤、石油、天然气等化石燃料中的硫，在燃烧时以二氧化硫形态释放出来，其他一部分来自金属冶炼和硫酸生产过程。随着化石燃料消费量的不断增长，全世界人为排放的二氧化硫在不断增加，其排放源主要分布在北半球，产生了全部人为排放二氧化硫的90%。

天然和人为来源排放了几乎同样多的氮氧化物。天然来源主要包括闪电、林火、火山活动和土壤中的微生物过程，广泛分布于全球，对某一地区的浓度不发生什么影响。人为排放的氮氧化物主要集中在北半球人口密集的地区。机动车排放和电站燃烧化石燃料占氮氧化物人为排放量的75%。

欧美一些国家是世界上排放二氧化硫和氮氧化物最多的国家。但近10多年来亚太地区经济的迅速增长和能源消费量的迅速增加，使这一地区的各个国家，特别是中国成为一个主要排放大国。

(3) 酸雨的危害

酸雨的危害主要表现在以下几个方面：

损害生物和自然生态系统：酸雨降落到地面后得不到中和，可使土壤、湖泊、河流酸化。湖水或河水的pH值降到5以下时，鱼的繁殖和发育会受到严重影响。土壤和底泥中的金属可被溶解到水中，毒害鱼类。水体酸化还可能改变水生生态系统。酸雨抑制土壤中有机物的分解和氮的固定，淋洗土壤中钙、镁、钾等营养因素，使土壤贫瘠化。酸雨还可使农作物大幅度减产，特别是小麦，在pH值为3.5的酸雨影响下，可减产13.7%；pH值为3.0时减产21.6%，pH值为2.5时减产34%。大豆、蔬菜也容易受酸雨危害导致蛋白质含量和产量下降。酸雨对植物危害也较大，常使植物树叶枯黄，病虫害加重，最终造成大面积死亡。

腐蚀建筑材料及金属结构：酸雨腐蚀建筑材料、金属结构、油漆等。特别是许多以大理石和石灰石为材料的历史建筑物和艺术品，耐酸性差，容易受酸雨腐蚀而变色。从欧美各国的情况来看，欧洲地区土壤缓冲酸性物质的能力弱，酸雨危害的范围比较大，如欧洲30%的林区因酸雨影响而退化。在北欧，由于土壤自然酸度高，水体和土壤酸化都特别严重，特别是一些湖泊受害最为严重，湖泊酸化导致鱼类灭绝。另据报道，从1980年前后，欧洲以德国为中心，森林受害面积迅速扩大，树木出现早枯和生长衰退现象。加拿大和美国的许多湖泊和河流也遭受着酸化危害。美国国家地表水调查数据显示，酸雨造成75%的湖泊和大约一半的河流酸化。加拿大政府估计，加拿大43%的土地（主要在东部）对酸雨高度敏感，有14000个湖泊是酸性的。

2.1.2 水资源污染

目前水资源出现严重的危机，主要表现在两个方面，一是供水不足，淡水资源短缺；二是水源严重污染。全世界淡水储量占水资源总储量的2.53%，但这其中可供人类利用的淡水仅占总淡水量的0.2%，包括了地下浅层淡水、湖泊淡水以及河床水等。从理论上讲，地球上的水资源总量应该是保持平衡不变的，其开采、补给、消耗和恢复都是遵从一定的规律循环不止。但是由于各地区的水文气象条件差异较大、时间和空间上分布不均，更由于城市化、工业化集中用水量猛增，导致了许多国家和地区水资源供求出现矛盾，河流干涸、湖泊面积减小、水体容量减小的现象屡见不鲜。另一方面，人类活动所排放的大量污染物，如生活污水、工业废水以及农业灌溉所使用的化肥和农药等都会在一定程度上造成水源的严重污染。

(1) 水体污染的特征值

颜色。纯净水是无色透明的，天然水经常呈现一定的颜色。它主要来源于植物的叶、皮、根、腐殖质、可溶性无机矿物质和泥沙等。工业废水排入水体后，水色变得极为复杂。水的颜色越深说明有机污染物等含量越高。

浊度。浊度主要是由胶体或细小的悬浮物所引起的，不仅沉积速度慢而且很难沉积。由生活污水中的铁和锰的氢氧化物引起的浊度十分有害。浊度对鱼类不一定有直接危害，但是由于浊度可减少太阳光的辐射强度，致使生物在河流中的生活能力降低。

温度。我国规定饮用水不超过15°，地表水在10°~20°间。天然地表水的温度，随季节在0~35℃范围内变化。由于排放的废水使得水体温度上升达到40℃以上，即可造成热污染。

悬浮物。悬浮物是由各种废水排入水体而引起的。悬浮物影响鱼类的生长，能截断光线，降低水体中藻类的光合作用，减缓水底活性，导致河底部动植物窒息，使水体同化能力降低。

pH值。pH值是反映水的酸碱性强弱的指标。

泡沫。水体中泡沫多由表面活性剂引起。泡沫妨碍水的外观，还可降低氧气吸收率，从而降低水体自身的净化能力。

有毒物质。有毒物质是指其达到一定浓度后，对人体健康、水生生物的生长造成危害的物质。由于这类物质的危害较大，因此有毒物质含量是污水排放、水体监测和污水处理中的重要指标。有毒物质种类繁多，其中，氰化物和砷化物及重金属中的汞、镉、铬、铅，是国际公认的六大毒物。

大肠菌群落数。大肠菌群落数是指单位体积水中所含大肠菌数目，单位为

个/L，是常用的细菌学指标。

水体有机物。水中有机物种类繁多，组分复杂，尺度小，分布范围广，但往往含量很低，有的只有痕量。因此常采用间接的方法即某些综合指标来表示水中有机物的相对含量。常用的综合指标有：生化需氧量、化学需氧量、高锰酸盐指数（耗氧量）、总有机碳、总需氧量、活性炭氯仿提取物、紫外吸收值等。有时挥发性悬浮固体、嗅阈值等水质指标也能粗略反映水中有机物质含量的多少。但是，随着各种合成有机物的种类日益增多，特别是它们当中不少是有毒、有害，甚至是致癌、致畸、致突变性的；同时也由于仪器分析技术的进步，逐渐加强了对一些重点有机物的测定。

化学耗氧量（COD）。化学需氧量和高锰酸盐指数统称耗氧量或化学耗氧量。其定义是：在一定条件下，水中有机物被外加强氧化剂作用时所消耗的氧量。根据所用强氧化剂的不同，分别称为重铬酸钾耗氧量（习惯上称为化学需氧量）、高锰酸钾耗氧量（习惯上称为耗氧量，又称为高锰酸盐指数）。

化学需氧量（COD_{Cr}）。反映了水中受还原性物质污染的程度，这些物质包括有机物、亚硝酸盐、硫化物等，但一般水和废水中无机还原性物质的数量不大，而被有机物污染是很普遍的，因此可作为有机物质相对含量的综合性指标。

生化需氧量（BOD）。在有溶解氧的条件下，水中可分解的有机物由于好氧微生物的作用被氧化分解为无机物，该过程所需的氧量称为生化需氧量。与其他类似的水质指标（化学需氧量和高锰酸盐指数）相比，生化需氧量更接近于天然条件下，有机物质进入水体后的氧化分解实际情况。所以，采用生化需氧量作为反映水体有机物量的综合性指标更有意义。

总有机碳（TOC）。总有机碳是水中有机物总量的综合指标。在高温条件下使有机物中的碳转变为 CO_2 后，根据测定的 CO_2 浓度计算其含量，以碳的浓度表示。在测定时可将有机物几乎全部氧化，因此 TOC 比 BOD 或 COD 更能表示有机物的总量，常用于评价水体中有机物污染程度。

总需氧量（TOD）。指水中的还原性物质（主要是有机物质）在高温燃烧中变成稳定的氧化物时所需要的氧量，结果以 O_2 计。总需氧量反映几乎全部有机物完全氧化时所需的氧量，比 BOD，COD 和高锰酸盐指数都更为接近于理论的需氧量值。TOD 和 TOC 的比值可以提供水中有机物种类的大致信息。

活性炭氯仿提取物（CCE）。当有机物在水中的含量很低时，难于用生化需氧量、化学需氧量或高锰酸盐指数等水质指标进行测定，但大都能被活性炭吸附以及氯仿萃取，因此活性炭、氯仿提取物可用来作为有机物含量的另一项综合性指标。

紫外吸收值。水中多数有机物，尤其是不饱和烃和芳香族化合物在波长220～260nm处有强烈的吸收峰，可根据水样在253.7nm处的紫外吸收值（UVA）来确定有机物含量。这个相对指标，对于比较同一来源的废水或污染水较方便。

（2）水体污染的来源

向水体排放污染物和释放能量的源都属污染源，主要来源于工业废水、含有农业污染物的地面径流和生活废水。另外，固体废物渗漏和大气污染物沉降也造成对水体的交叉污染。

工业中不同行业产生的废水中所含污染物的成分有很大差异。表2.1为主要工矿业排入水体中的有毒污染物。工业污染源向水体排放的废水具有量大、面广、成分复杂、毒性大、不易净化、处理难等特点，是需要重点治理的污染源。

表2.1 主要工矿业排入水体中的有毒污染物

钢铁工业	酚、氰化物
造纸工业	漂白剂、含碱造纸黑液、酸、BOD物质、固体悬浮物
化学工业	漂白剂、各种酸、碱、盐类、汞、砷、镉、酚、氰化物、苯类、醛类、醇类、多环芳烃化合物、BOD物质
食品工业	酸、碱、氰化物、铬等
动力工业	冷却水造成的热污染，氰、酚、放射性核素
矿　业	各类重金属，酸性水，固体悬浮物

农业污染源包括农业牲畜粪便、污水、污物、农药、化肥、用于灌溉的城市污水、工业污水等。由于农田施用化学农药和化肥，灌溉后经雨水将农药和化肥带入水体造成农药污染或富营养化，使灌溉区、河流、水库、地下水出现污染。此外，由于地质溶解作用以及降水淋洗也会使诸多污染物进入水体。农业污染源的特点是面广、分散、难于收集、难于治理，含有机质、植物营养素及病原微生物较高。

生活污染源主要指居民聚集地区和商业区产生的生活污水。主要是洗涤水、冲刷所产生的污水。所含主要污染物为无机物、耗氧有机物及少量重金属离子。

（3）水体污染现状

从世界各国的情况来看，属于经济合作与发展组织（OECD）的发达国家生活和工业污水一般得到了有效控制，但污染物泄漏和污染事故仍有发生，有时造成严重危害。在发展中国家，工业和生活污水排放量不断增长，大多数未

经处理就直接排放。同时化肥和农药需求的日益增长和不合理使用，使农业的地表径流污染也发展成为一个比较严重的问题，成为湖泊等地表水体富营养化的一个重要来源。

据2009年环境状况公报，全国地表水污染依然较重。七大水系总体为轻度污染，浙闽区河流为轻度污染，西北诸河为轻度污染，西南诸河水质良好，湖泊（水库）富营养化问题突出。

长江、黄河、珠江、松花江、淮河、海河和辽河七大水系总体为轻度污染。203条河流408个地表水国控监测断面中，Ⅰ~Ⅲ类、Ⅳ~Ⅴ类和劣Ⅴ类水质的断面比例分别为57.3%，24.3%和18.4%。主要污染指标为高锰酸盐指数、五日生化需氧量和氨氮。其中，珠江、长江水质良好，松花江、淮河为轻度污染，黄河、辽河为中度污染，海河为重度污染。

26个国控重点湖泊（水库）中，满足Ⅱ类水质的1个，占3.9%；Ⅲ类的5个，占19.2%；Ⅳ类的6个，占23.1%；Ⅴ类的5个，占19.2%；劣Ⅴ类的9个，占34.6%。主要污染指标为总氮和总磷。营养状态为重度富营养的1个，占3.8%；中度富营养的2个，占7.7%；轻度富营养的8个，占30.8%；其他均为中营养，占57.7%。

其他大型淡水湖泊 监测的9个重点国控大型淡水湖泊中，洱海、镜泊湖和博斯腾湖为Ⅲ类水质，鄱阳湖和南四湖为Ⅳ类水质，洞庭湖为Ⅴ类水质，达赉湖、白洋淀和洪泽湖为劣Ⅴ类水质。各湖主要污染指标为总氮和总磷。与上年相比，镜泊湖水质好转，洱海水质变差，其他大型淡水湖水质无明显变化。

南四湖、洞庭湖、洱海、镜泊湖和博斯腾湖为中营养状态，白洋淀、洪泽湖和鄱阳湖为轻度富营养状态，达赉湖为中度富营养状态。

监测的9座大型水库中，密云水库（北京）为Ⅱ类水质，董铺水库（安徽）和千岛湖（浙江）为Ⅲ类水质，松花湖（吉林）和丹江口水库（湖北、河南）为Ⅳ类水质，于桥水库（天津）和大伙房水库（辽宁）为Ⅴ类水质，崂山水库（山东）和门楼水库（山东）为劣Ⅴ类水质。各水库主要污染指标为总氮。与上年相比，千岛湖和松花湖水质好转，其他7座大型水库水质无明显变化。

经对北京、辽宁、吉林、上海、江苏、海南、宁夏和广东8个省（自治区、直辖市）641眼井的水质监测，水质适用于各种使用用途的Ⅰ~Ⅱ类监测井占评价监测井总数的2.3%，适合集中式生活饮用水水源及工农业用水的Ⅲ类监测井占23.9%，适合除饮用外其他用途的Ⅳ~Ⅴ类监测井占73.8%。主要污染指标是总硬度、氨氮、亚硝酸盐氮、硝酸盐氮、铁和锰等。

2009年，全国202个城市的地下水水质以良好—较差为主，深层地下水

质量普遍优于浅层地下水，开采程度低的地区优于开采程度高的地区。总体来看，全国地下水水质状况较上年变化不大，水质总体呈恶化趋势或好转趋势的分布较为分散。

2009 年，全国重点城市共监测 397 个集中式饮用水源地，其中地表水源地 244 个，地下水源地 153 个。监测结果表明，重点城市年取水总量为 217.6 亿吨，达标水量为 158.8 亿吨，占 73.0%；不达标水量为 58.8 亿吨，占 27.0%。

2.1.3 油气污染

空气中含有的挥发性有机物通称为“油气”。油气污染主要表现在汽油在销储运多个环节过程中，不可避免的挥发（占 2% ~3%）对环境造成的污染。

（1）油品及主要成分

中国吞吐量较大的油港码头常见的主要经营货种为：胜利原油、大庆原油、中东原油、柴油、航空煤油、汽油和石脑油。油品均系组成和含量各异的多种碳氢化合物的混合物（THC）。其中，碳原子数小于 10 的碳氢化合物在常温下易于挥发，液态油品在储运过程易散发出石油蒸汽。油品成分含量的差异导致了其扩散与挥发性能的强弱变化。油品挥发性能的主要影响参数为饱和蒸气压随其成分、温度、压力的变化而变化。一般情况下含轻组分较多的油品其饱和蒸气压高，易于挥发，造成的污染较为严重，反之亦然。通常情形下国内常见油品挥发性的强弱顺序依次为：石脑油≥汽油 > 中东原油 > 大庆原油 > 胜利原油 > 渤海原油或大港原油。常见原油蒸气主要成分见表 2.2。

表 2.2 常见原油蒸气主要成分及其百分含量

主要有害成分名称	常用汽油	主要含量（%）			
		中东混合原油	大庆混合原油	胜利混合原油	渤海混合原油
甲烷、乙烷	/	6	6	/	6
丙　烷	/	25	69.7	11.79	13.26
异丁烷	5.7	7	/	/	/
丁　烷	18.6	42	8.69	18.43	16.44
异戊烷	21.1	8	/	/	/
戊　烷	7.1	12	16.2	12.41	9.19
己　烷	18		0.76	5.89	5.26
环已烷			0.16	1.77	1.46

续表

主要有害成分名称	常用汽油	主要含量（%）			
		中东混合原油	大庆混合原油	胜利混合原油	渤海混合原油
庚　烷			0.10	2.34	0.86
辛　烷			0.085	0.81	0.95
苯	2.1		0.03	0.39	0.43
甲　苯	3.1		0.007	0.67	0.14
乙　苯	0.2		/	0.13	/
二甲苯	1.7		/	/	/
C_rC_4 总量	/	>75	78.6	47.8	45.9
C_rC_6 总量	99	>98	98.8	84.2	82.9
C_rC_9 总量	99.5	99.0	99.0	93.6	98.9

(2) 油气污染的主要区域

油气污染的主要区域是港口和加油站。其污染主要发生在成品油的罐内调和过程，铁路油罐车、公路运油槽车、水运船舶的收发油过程，以及加油站为汽车加油、加油站地下罐的收发油等过程。

国内港口油运事业的快速发展，带来日益严重的环境污染问题。调查显示，近年来中国大型油港大气环境中烃类指标逐年上升。

加油站油气污染已逐渐成为环保部门较为关注的问题。据统计，截至2006年底，全国已有加油站9万多座，加油站在加油时普遍存在油气外漏的问题。据有关资料显示，加油站的油气挥发率在7‰左右，由此造成的损失每年高达20亿元。浪费油气资源，造成了环境污染，留下了安全隐患。

油气外漏将引起一系列环境问题。例如，油气挥发物经紫外线照射后，会与空气中的氮氧化物发生物理化学反应，生成光化学烟雾，形成温室效应，破坏臭氧层；而储油罐和输油管泄露的石油，也会对土壤和地下水资源构成污染。此外，油气的挥发和泄露对人类生存环境构成了威胁。一方面，油气的主要成分是苯、二甲苯、乙基苯及其他碳氢化合物，多属致癌物质，油气挥发物被吸入人体后，会对人体产生直接的危害。另一方面，油气的任意挥发，还存在爆炸和火灾的隐患。

(3) 油气污染的特征

现代化的石油码头最常见的油气扩散污染主要归纳为两种形式，即正常储运作业状况下的油品蒸气逸出污染和突发性溢油事故中的油品蒸气大面积溢散污染。

正常作业条件下的油气扩散污染，主要由于油舱/储油罐装卸作业时因货物增减和常规储存中气温变化导致油品气体向外部环境中扩散，其污染形式主要有：油舱/储油罐的大呼吸损耗、油舱/储油罐的小呼吸损耗、油舱/储油罐的静止储油损耗及码头油品装车、船逸散损耗等。

2.1.4 固体废弃物污染

固体废弃物（Solid Waste）是指在社会的生产、流通、消费等一系列活动中产生的一般不再具有原使用价值而被丢弃的以固态和半固态存在的物质。固体废弃物问题是伴随人类文明的发展而产生的。人类最早遇到的固体废弃物问题是生活过程中产生的垃圾问题。不过，在漫长的岁月里，由于生产力水平低下，人口增长缓慢，生活垃圾的产生量不大，增长率不高，没有对人类环境构成像今天这样的污染和危害。随着生产力的迅速发展，人口向城市集中，消费水平不断提高，大量工业固体废弃物排入环境，与生活垃圾的产量相伴剧增，成为严重的环境问题。

（1）固体废弃物的类型

固体废弃物的分类方法很多，按组成可分为有机废弃物和无机废弃物；按形态可分为固体（块状、粒状、粉状）的和泥状（污泥）的废弃物；按来源可分为工业废弃物、农业废弃物和城市垃圾。

工业固体废弃物是指工业生产过程和工业加工过程产生的废渣、粉尘、碎屑、污泥等。主要包括：冶金固体废弃物，矿业固体废弃物，燃料灰渣，化学工业固体废弃物，石油工业固体废弃物，粮食、食品工业固体废弃物及信息产业固体废弃物等。

城市固体废弃物是指居民生活、商业活动、市政建设与维护、机关办公等过程中产生的固体废弃物。包括：生活垃圾，城建渣土，商业固体废弃物及粪便等。

农业固体废弃物是指农业生产、畜禽饲养、农副产品加工以及农村居民生活活动排出的废弃物，如植物秸秆、人和畜禽粪便等。

按固体废弃物的危害状况可分为一般固体废弃物、放射性固体废弃物和有害废弃物等。

放射性固体废弃物包括燃料生产、加工，同位素应用，核电站、核研究机构、医疗单位、放射性废弃物处理设施产生的废弃物。如尾矿、污染的废旧设备、仪器、防护产品、废树脂、水处理污泥以及蒸发残渣等。

有害固体废弃物，国际上称之为危险固体废弃物（Hazardous Solid Waste）。这类废弃物泛指放射性废弃物以外，具有毒性、易燃性、反应性、腐

蚀性、爆炸性、污染性，因而可能对人类的生活环境产生危害的废弃物。基于环境保护的需要，许多国家将这类废弃物单独列出加以管理。

(2) 固体废弃物的特征

固体废弃物问题与其他形式的环境问题相比，具有如下特征：

最难得到处置：固体废弃物为“三废”中最难处置的一种，因为它含有的成分相当复杂，其物理性状也千变万化。

最具综合性：固体废弃物的污染，从来不是单一的，它同时也伴随着水污染及大气污染问题。我们无法回避它给生存空间、给人类可持续发展带来的影响。

最晚得到重视：在固、液、气三种形态的污染中，固体废弃物的污染问题较之气、液污染是最后引起人们的注意，也是最少得到人们重视的污染问题。

最贴近的环境问题：固体废弃物问题，尤其是城市生活垃圾，最贴近人们的日常生活，因而是与人类生活最息息相关的环境问题。

(3) 固体废弃物的污染

我国每年产生固体废弃物数量巨大、种类繁多、性质复杂，污染相当严重。2009 年，全国工业固体废物产生量为 204094.2 万吨，比上年增加 7.3%；排放量为 710.7 万吨，比上年减少 9.1%；综合利用量（含利用往年贮存量）、贮存量、处置量分别为 138348.6 万吨、20888.6 万吨、47513.7 万吨。危险废物产生量为 1429.8 万吨，综合利用量（含利用往年贮存量）、贮存量、处置量分别为 830.7 万吨、218.9 万吨、428.2 万吨。

城市固体废弃物多数为填埋处理，这些填埋场都是层层压得很紧，缺氧缺水堆放，分解很慢，经过 30 ~ 40 年后，填埋场中挖出来的报纸字迹可读，掩埋 10 年的热狗还未分解。美国的环境学者认为按照 1993 年高标准建造的卫生填埋物，也只能延缓渗漏污染底下土壤或地下水，但都无法避免渗漏。

固体废弃物的渗沥液对土壤污染较为严重，主要是有害有毒物质，但各国各城市固体废弃物成分差别较大（表 2.3）。美国对 2000 多个垃圾填埋场渗出液分析结果：是无机物种类超过有机物，共有 44 种无机污染物，其中普遍存在的有六种离子物质：Cl^-，Na^+，Fe^{2+}，Ca^{++}，NH^+ 和 SO_4^{2+}。

表 2.3 部分国家垃圾填埋场渗出液中污染组分数据范围

指标 \ 国家	英国	德国	美国	巴西
TDS				402 ~ 6794
pH	6.2 ~ 7.4	6.1 ~ 8.0	3.7 ~ 8.5	6.05 ~ 7.51

续表

指标 \ 国家	英国	德国	美国	巴西
BOD	<2 ~ 8000	180 ~ 13000	22000 ~ 30000	
COD	66 ~ 11600	3000 ~ 22000	800 ~ 50000	90 ~ 2000
氨氮	5 ~ 730	741	0.3 ~ 480	14 ~ 1080
总磷或磷酸盐	<0.02 ~ 3.4	5.7	0.5 ~ 130	0.057 ~ 2.312
Cl	70 ~ 2777	2119	50 ~ 2400	275 ~ 1949
Ca	165 ~ 1150	80 ~ 1300	240 ~ 2400	
Mg	12 ~ 480	250 ~ 600	64 ~ 410	
Fe	0.1 ~ 380	15 ~ 925	0.15 ~ 1640	4.504 ~ 9.9
Mn	0.3 ~ 26.5	0.7 ~ 24		
Zn	<0.1 ~ 1.0	0.6 ~ 5.6	0.02 ~ 130	
Cd	<0.005 ~ 0.01	0.0052		0 ~ 0.033
Cr	<0.05 ~ 0.16	0.275		0.005 ~ 0.056
Ni	0.05 ~ 0.16	0.166	0.15 ~ 0.9	0 ~ 0.333
Pb	0.05 ~ 0.22	0.087		0.021 ~ 0.7
Cu	0.01 ~ 0.15	0.065		0.008 ~ 0.19

注：pH 值为标准单位，其余指标的单位为：mg/L；TDS 为固体溶解物总量；BOD 为生物需氧量；COD 为化学耗氧量；TOC 为有机总量。

2.2 工程问题

2.2.1 工程地质灾害

(1) 工程地质灾害的类型

国家建设中特别是西部地区，经常遇到滑坡、溶洞、地面下沉、水库坝基漏水、软土变形、水土突涌、水下砂体运移、浅层天然气、岸带冲淤、砂土液化等工程地质问题，查清引起这些灾害的工程地质条件，制订防治、整治措施，需要工程地球物理探测技术。如南昆铁路沿线、长江三峡库区有很多滑坡需要治理，广西岩溶地区水库地下漏水问题等，都是工程地质灾害。

越来越突出的工程地质灾害问题不仅威胁到人民生命安全，而且严重地制约了国民经济的发展。崩塌、滑坡和泥石流等地质灾害正随着矿产资源的开发

而加剧，中国每年因此而损失约300亿元人民币。近10年来，中国由于崩塌、滑坡和泥石流造成了近万人死亡，全国400多个市、县、区、镇受到严重侵害。在全国铁路沿线分布的大中型滑坡达1000余处，平均每年中断交通运输44次，铁路沿线有泥石流沟1386条，受危害铁路达3000km以上；全国有近千座水电站及数百座水库受到崩塌、滑坡和泥石流灾害的严重威胁，仅云南省已毁坏水电站360座、水库50座。由于矿山采掘造成的压占、采空塌陷所损毁的土地面积超过3000hm^2；全国共有16个省（区、市）的46个城市（地段）、县城出现地面沉降问题，总沉降面积达到48700km^2；地裂缝出现在17个省（区、市），总长超过346km。据统计，中国的地质灾害共有30种，除火山外，崩塌、滑坡、泥石流、地面塌陷、地面沉降等15种为主要灾害。专家认为，中国经济建设的高度发展和人口的急剧增加，对地质环境的破坏日趋严重，中国50%以上的地质灾害都与人为因素有关。中国地质灾害的成灾具有明显的方向性，地质灾害的损失与人口密度、经济发达的程度呈现出正比。我国目前有400个地质灾害重灾县（市），占全国县（市）的20%。每年地质灾害（不包括地震）造成的直接经济损失占各种自然灾害造成损失的20%～25%，年平均死亡近千人，受伤近万人，经济损失难以估量。

（2）工程地质灾害的特点

我国工程地质灾害的基本特点是：种类繁多，破坏损失严重；分布零散而又十分广泛；防治周期特别长。1998年我国共发生不同规模的崩塌、滑坡和泥石流等突发事件约18万宗，造成1150人死亡，1万多人受伤，毁坏房屋50多万间，直接经济损失约15.9亿元。我国政府对地质灾害的危害问题处于极大关注，因此灾害评估得到越来越广泛的重视，研究内容也越来越广泛，研究的手段也越来越丰富。但是我国毕竟是一个发展中国家，由于财力和技术水平的限制，不可能对所有工程地质灾害进行全面治理，因而研究发展很不平衡，理论研究也非常薄弱，灾害评估没有得到充分的实践应用。

（3）工程地质灾害的危害

由矿石开采后形成的采空区的突然冒落与塌陷属于不连续下沉方式曾发生多起事故，造成人员和财产的重大损失。最早在世界上有报道，在1938年英国的一个锡矿山，由于采区冒顶产生冲击地压。1958年，德国维尔钾盐公司的台尔曼矿也曾发生采空区冒落。1960年1月20日在南非的科尔布鲁克诺斯（Coalbrook North）煤矿曾发生一起灾难性破坏，当时面积大约3km^2左右的房柱法采空区突然陷落，造成了437人的死亡。1962年12月在南非远西兰德（Far West Rand）金矿区发生塌陷，当时一个三层的井下破碎硐室突然塌落掉进了一个下部渗坑，造成29人死亡。1970年9月25日，在穆福利拉矿区发生

较严重的空区突然陷落，造成89人死亡，同时伴随约45000m^3尾矿泥浆淹没了部分矿井。

我国工程地质灾害分布十分广泛，曾发生过多起地质灾害事故。崩塌灾害最典型的例子是湖北安远县盐池河磷矿山崩。盐池河磷矿区位于黄陵背斜东北翼，自1969年以来，在三面（东、西、北）临空的陡崖下开采磷矿石约$60 \times 10^4 t$，采空面积达$6.6 \times 10^4 m^2$。由于采空了山脚地区，改变了山体的应力状态，引起山体开裂。终于在1980年6月3日凌晨发生大规模山崩。高100m的半壁山头顷刻崩塌，激起巨大气浪将矿务局建筑物席卷而起，直撞到对岸陡壁，撞得粉碎，近$100 \times 10^3 m^3$的碎石堆积在500m×478m左右的范围内，将盐池河河谷填埋，形成一座高20～42m的堆石坝，掩埋（死亡）了284人及矿务局的所有建筑、机械设备。

据初步调查，全国有灾害性泥石流沟1.2万条，滑坡数万条，崩塌数千处。1949～1996年共发生"崩、滑、流"灾害4600次，其中造成严重损失达1001次。1983年3月在甘肃东乡族发生过一次特大的滑坡，下滑物体总体积达$3000 \times 10^4 m^3$，埋没了苦顺和新庄两村和德勒村一部分，毁坏农田3000hm^2，填埋水库一座，造成巨大损失。1985年6月，长江西陵峡新滩镇发生大岩崩，顷刻之间有300多年历史的新滩古城整个被覆没，滑坡体冲入长江中土石量约$200 \times 10^4 m^3$，埋没房屋1000多间，击毁机帆船13艘，木船64只，直接损失1000多万元。由于湖北岩崩调查处预报及时，使1300多居民安全撤离无伤亡。

2010年8月，陕西省安康市普降大到暴雨，受强降雨影响，白河县四新、卡子、茅坪、构扒4个乡镇受灾严重，导致350户800余间房屋被淹，冲毁农田3000余亩，特别是公路、电力、水利、通信等基础设施严重受损。其中四新乡和茅坪镇南贫沟流域通信、电力全部中断，直接经济损失1200余万元。该区地质条件复杂，千枚岩等易滑地层分布较广，同时，随着近年来经济的迅速发展，导致了人类工程活动的加剧，如开山采石、开荒种田、劈山修路等，严重地扰乱了自然地质环境，加剧了该区地质灾害突发和群发。

2.2.2 工程质量评价

工程构筑物的质量评价，主要研究对象是地基、桩基、台墩、混凝土衬砌及钢筋、桥梁、公路、锚杆、锚索、锚固桩等质量问题。

（1）桩基质量问题

桩基础作为一种基础形式，在地基工程中，已越来越广泛地应用在高层、超高层及大型桥梁等工程建设中。

桩基应用于市政、交通、水利、房屋建筑等各项工程领域，它属于隐蔽性工程，起着将结构上部荷载传递到较深和较好地层中的作用，是构筑物的重要组成部分，对工程结构质量起着相当重要的作用。桩基具有防震、抗震、承载力高、沉降量小且均匀等特点。由于桩基是建筑物的持力基础，桩基的质量对建筑物的稳定性影响很大，在混凝土灌注施工过程中，常常会造成部分桩出现断裂、缩径、扩径、混凝土离析和蜂窝等现象，如不及时发现和处理将是建筑物的长期隐患。

桩基是建筑物的基础，一旦基础失稳，势必造成整体建筑物破坏。因此，桩基的设计、施工和检测是桩基安全与可靠的先决因素。其中，桩基检测是对单桩承载力和桩身质量等内容进行全面评价的重要措施，它是评价桩基工程是否合格的依据，同时也是对不合格的桩基进行补强。因此，桩基检测已引起人们的重视，成为地基基础问题的一个热点。

（2）路面路基质量问题

高速公路是由土基础、二灰土、二灰碎石、面层等构成。公路工程施工完成后，要进行质量检验与评价。评价内容有路基土石方工程、排水工程、挡土墙防护及其他砌石工程、路面工程、桥梁工程、涵洞工程、隧道工程和交通安全设施。路面检测与评价是公路建设中的关键性、基础性技术，对于检验和控制工程质量至关重要。水泥路面的脱空、沥青交界面的剥落、基层的压实松散情况等都是常见的公路治理问题，应该定期、快速地跟踪路况，掌握路面“病害”的成因与发展，及早发现路面的潜伏“病害”，及时实施路面预防性、针对性的养护。

铁路路基“病害”一般指铁路路基平台顶部结构不坚实而且渗水，以及原填充物的不均匀性，经长期雨水冲刷和渗透，行车振动等所形成的一定规模的充坑、洞穴或渣石充填物。路基“病害”比较隐蔽，一旦受到外界因素影响造成塌陷，将直接威胁行车安全，因此，铁路“病害”的勘察十分重要。

（3）混凝土结构质量问题

混凝土结构是我国建筑工程中最主要的结构形式，混凝土和钢筋是最为重要的材料，其质量直接关系到结构的安全。

隧道衬砌后，受诸多因素影响，衬砌混凝土可能出现厚度未达到设计要求或有脱空等质量问题。为及时发现衬砌质量问题，需对衬砌质量进行快速和高分辨率的检测。

混凝土缺陷和钢筋的位置之间有较好的相关关系，可采用获取的物理量去推定混凝土质量（强度、混凝土缺陷）和钢筋的情况。关于混凝土中钢筋结构的分布情况，该领域不时提出新的课题，是很有发展前途的研究领域。混凝

土构件无损检测，可测定混凝土构件强度、承载力，并查明构件内部缺陷及其类型，为设计、施工、基础处理提供质检技术资料。

前些年，在混凝土结构工程质量监督过程中，一般采用肉眼观察的同时辅以简单的工具——小锤、卷尺等来进行表面的判断，而对于隐蔽部分的质量只能以资料判定优劣，这种方法难免有失准确性和客观性。尤其对于施工单位内部管理较为混乱，资料有做假行为的，就会产生相当大的质量隐患，往往会造成房屋竣工验收后，出现裂缝，下沉，甚至严重的倒塌事故，使人们的生命财产受到极大损失。

建设部进行了广泛深入的调查研究，通过专题研究和工程试点，并总结了我国砼结构工程质量验收的实践经验，出台了新的施工质量验收标准：《砼结构工程施工质量验收规范》（GB 50204—2002）。新规范对无损检测技术提出了更高的要求，混凝土结构工程质量检测向数字化。图像化方向发展已成为必然趋势。

2.2.3 工程设施选址

针对不同的需求和目标而建设的一些工程设施场区都要进行合理的选址，如重要的工业设施、大型电厂、垃圾填埋场、核废料堆放场等。场址的选择重点考虑水文条件、地质背景以及地基土基的基本特性等因素。

（1）水文条件

水文条件复杂多变，地层岩相变化大，地质灾害类型多样，环境地质问题比较突出，易对工程的建设施工与安全运营带来不利影响。

（2）地质背景

地质背景工程沿线探测断裂构造、地下水、地下溶洞和人工洞室等，并且在工程邻近区域内调查断裂规模，近代无活动迹象，以保证对工程建设与正常运营不会造成影响。地下洞穴、人防工程等严重威胁着地面工程的安全。由于这些问题的存在，引起地表塌陷，地面建筑遭受破坏的现象时有发生，如我国北方的一些城市，废弃的人防工程已经成为城市建设的主要问题之一。

（3）地基土性质

工程区及场址区范围内的地基土与工程建设施工和运行安全密切相关。地基土存在各向异性特征，地层的空间分布起伏变化大，岩性在平面展布上具有沉积相变。对土体结构破坏，动、静荷载作用使原有应力状态改变。另一方面，地裂缝问题也要引起重视。如西安市是地裂缝的多发区，近年来由于频繁的构造运动及大量抽水等作用，地面及地下常出现地裂缝，严重地破坏了地面及地下的各种工程设施。查明地裂缝的存在与否及地裂缝的位置、埋深、下延

深度及其走向延伸，对在该地区的选址问题有重要意义。

探测工程区及场址区的覆盖层厚度并分层，了解基岩起伏形态、划分风化厚度、查明隐伏构造等，为工程选线、选址提供基本资料。

2.2.4 地下管线勘察

地下管线是人类生活的重要基础设施，构成城市的神经和循环系统，担负着传输信息、输送能量和排泄废物的工作。随着城市建设的快速发展，以前埋入地下的电缆和管线的位置、方向和埋深等情况不清，容易在建设和施工中挖断和损坏管线，造成环境的污染和破坏。因此，查明地下管线的分布对城市规划、设计、施工、建设和管理具有重要意义。

2.2.4.1 地下管线的种类

(1) 给水管

给水管线分为源水管、输水管和配电管，其管材以铸铁为主，也有铜管和混凝土预应力管。各种闸井、泄水井、排气井、测流井、水表井等是给水管线分布的明显标志。但应注意这些井的位置并非与管线的中心位置相一致。此类管线，可通过打开井盖直接量取其埋深，实际工作中往往需探明隐蔽特征点，如转折点、分支点等。

(2) 排水管

排水管包括雨水、污水的排放管，其管材以混凝土或钢筋混凝土为主，也有用陶瓷管的。排水管的检查井较密，且检查井中心位置一般与管线中心位置一致。因此，通常情况下管线平面位置可以通过检查井的中心位置加以确定。

(3) 燃气管

燃气管线分为天然气、煤气和石油液化气管道，按压力分为高压、中压和低压等。管材以钢管为主，也有用铸铁管的，小管径的燃气管也有用塑料管的。

(4) 电力电缆和路灯电缆

电力电缆以直埋为主，一般在人行道下面埋设，当横穿道路时一般都有保护套管，埋设电缆的地面有的埋设了标志。路灯的地下电缆一般沿隔离带或沿着人行道边平行埋设，通常可根据电杆处电缆出口方向确定电缆在电杆连线的哪一侧。

(5) 电讯/通信电缆

电讯电缆以管道埋设为主，有少量采用直埋。其管道的管材分混凝土预制管、陶瓷管、塑料管等。转弯和分支处通常有检修井，但是管线中心位置并不一定与井的中心位置一致，在实地探测时应予注意。

(6) 供热管线

供热管线通常均为直埋，其管材为钢管，外加有聚氯酯保温层和高密度聚乙烯外套。

(7) 人防通道

人防通道多为战备所建，有钢筋混凝土灌注、砖砌、钢筋混凝土管道式三种结构。

2.2.4.2 地下管线的特点

(1) 环境复杂

地下管线埋设的环境复杂，地下管线属隐蔽工程，管线探测区域多数在城区的繁华街道或厂矿的复杂地段，地面、地下以及空中干扰较大，不利于常规物探方法的开展。

(2) 种类繁多

地下管线种类繁多，铺设方式（管线间的连接形式）、管材和型号各异，由管线所形成的物理场的种类和变化较大，增加了管线探测的难度。

(3) 探测要求高

地下管线探测要求仪器具有连续追踪、快速定向、定点和定深的功能，同时要求能在工作现场做出准确的解释。

仪器应具有足够的探测深度（3～5m），有较高的分辨率和较强的抗干扰性能。

针对地下管线探测的上述特点，目前国内外的有关仪器大多数具有梯度测量的功能，并且一般均可测量电磁场总场的水平分量和垂直分量，这在很大程度上满足了管线探测对仪器的要求。

第3章　物质的物理性质

3.1　概述

物理性质——密度、弹性、导电性、导热性、磁性、放射性等，是物质（固态、液态及气态）固有的特性。本书的物质是指原子、材料、矿物及岩石等的总称。物质的物性是由物质本身的材料和构造以及温度、压力、地磁场的影响所决定的。不同物质的物性，是由原子的内外电子轨道结构、电子壳层的特点和原子核的质量，以及核的结构等所决定（图3.1）。如密度和弹性取决于原子核和电子层的结构；磁性、电性和热性取决于电子层的结构及电子的运动状态，而放射性取决于原子核的结构。

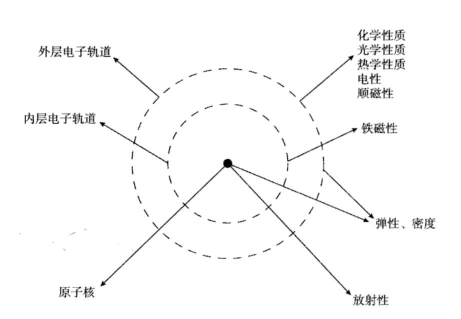


图3.1　物质物性与化学元素原子结构关系示意图

在宏观研究方面，物质的物性随不同的空间和时间变化而变化。如岩石物性随着岩石所处构造部位的不同而不同，构造破碎带中的岩石和围岩相

比，常常可以看到破碎带岩石的密度、磁性和弹性波传播速度值的降低，而当破碎带含水时，电阻率值下降。目标体与围岩的接触带中，物性也往往不同，就是同一目标岩（矿）体内，中心和边缘沿的物性也常有差异。岩石所处的深度不同，物性也常常不同，如疏松沉积岩随深度的加大（压力增加），密度及波速增大，铁磁性岩石随着深度的增加，温度升高，到一定温度（居里点）时，失去铁磁性。岩石物性在不同的时间表现出不同的物性值，一般地说，变质岩时代越老，变质程度越深，其密度、磁化强度、弹性波传播速度值越低；沉积岩时代越老，固结得越好，密度及弹性的传播速度值越大。

3.2 物质密度和孔隙度

3.2.1 密度和孔隙度的参数

密度是由物体质量 m（物质的一种物理特征）和体积 V 所确定的一种物性：

$$\sigma = \frac{m}{V}$$

固体化学元素的密度和矿物的密度的变化范围是 0.5 ~ 22.5g/cm^3；岩石密度的变化范围是 1.6 ~ 3.5g/cm^3，地球的平均密度为 5.52g/cm^3。

岩样中所有孔隙空间体积之和与该岩样体积的比值，称为该岩石的孔隙度，以百分数表示。

岩石密度和孔隙度的参数主要有岩石密度（岩石质量和体积之比，即固相、气相和液相的质量与体积之比值）、饱水岩石密度、饱气岩石密度、饱水饱气岩石密度、孔隙度（岩石的矿物晶格中空洞的总和，用%表示）、敞开孔隙度、有效孔隙度等。

3.2.2 矿物的密度

从化学元素的密度与其原子结构的关系（图 3.2）可见，简单的固体物质的密度是一个确定的常数，锂和钾的密度最小，相应为 0.53g/cm^3 和 0.86g/cm^3；锇和铱的密度最大，达 22.5g/cm^3。

矿物的密度由组成矿物的元素质量和原子的电子壳层结构所决定，而原子的电子壳层决定了结构的结晶化学特点，即结晶键的形式及晶体的结构和常

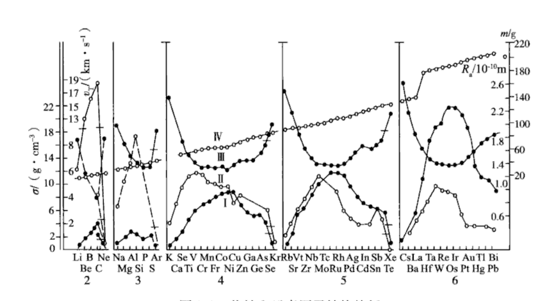


图 3.2 物性和元素原子结构特征

Ⅰ—密度（σ）；Ⅱ—纵波传播速度（v_T）；Ⅲ—原子半径（R_a）；Ⅳ—相对原子质量（m）；

2～6—门捷列夫元素周期表中的周期

态。多数造岩矿物具有结晶键的离子形式或共价键形式，其密度为 2.2～3.5g/cm³（很少到 4.5g/cm³）。具有金属共价键和金属离子键的金属矿物，其密度较大，达 3.5～7.5g/cm³。对具有金属键的矿物，密度的变化范围很大，而天然金属的密度最大。

3.2.3 岩（矿）石的密度

表 3.1 列出了常见岩（矿）石的密度值，由表可见，岩浆岩和变质岩的密度大于沉积岩，而沉积岩本身的密度变化也很大。例如，灰岩和砂岩的密度变化约 1g/cm³，白云岩和页岩密度较均匀，但其变化仍可达 0.6g/cm³。

根据大量测定和长期研究结果认为，决定岩石密度大小的主要因素是：①岩石中各种矿物成分及其含量的多少；②岩石中的孔隙度大小及孔隙中的充填物多少；③岩石所受压力的大小。

岩浆岩从酸性岩向基性岩过渡时，其密度值是随岩石中铁镁暗色矿物的含量的逐渐增加而变大。沉积岩具有不同的孔隙度，因而它们的密度往往有较大的变化范围。沉积岩的密度随孔隙度的减小而呈线性增大。一般近地表的沉积岩由于受到的压力较小，其孔隙度较大，则密度较小；随着埋深增加上层负荷压力加大时，使其孔隙度相应减小，因而密度就要增大。变质岩的密度与它们的原岩密度有关。由于变质作用有助于岩石孔隙的充填并使岩石以更致密的形式再结晶，因此变质岩的密度往往随着变质程度的加深而增大。经过变质的沉

表3.1 岩（矿）石的密度值

名称		密度/(g·cm⁻³) 变化范围	密度/(g·cm⁻³) 最常见值	名称		密度/(g·cm⁻³) 变化范围	密度/(g·cm⁻³) 最常见值
沉积岩（物）	黄土	1.4~1.93	1.64	金属矿	闪锌矿	3.5~4.0	3.75
	冲积层	1.96~2.0	1.98		褐铁矿	3.5~4.0	3.78
	砾岩	1.70~2.4	2.0		黄铜矿	4.1~4.3	4.2
	粘土	1.63~2.6	2.21		铬铁矿	4.3~4.6	4.36
	砂岩	1.61~2.76	2.35		磁黄铁矿	4.5~4.8	4.65
	页岩	1.77~3.2	2.40		钛铁矿	4.3~5.0	4.67
	石灰岩	1.93~2.90	2.55		软锰矿	4.7~5.0	4.82
	白云岩	2.28~2.90	2.70		黄铁矿	4.9~5.2	5.0
岩浆岩	流纹岩	2.35~2.70	2.52		磁铁矿	4.9~5.2	5.12
	安山岩	2.4~2.8	2.61		赤铁矿	4.9~5.3	5.18
	花岗岩	2.50~2.81	2.64		辉铜矿	5.5~5.8	5.65
	斑岩	2.60~2.89	2.74		毒砂	5.9~6.2	6.1
	闪长岩	2.72~2.99	2.85		锡石	6.8~7.1	6.92
	辉绿岩	2.50~3.20	2.91		辉银矿	7.2~7.36	7.25
	玄武岩	2.70~3.30	2.99		方铅矿	7.4~7.6	7.5
	辉长岩	2.70~3.50	3.03		辰砂	8.0~8.2	8.1
	橄榄岩	2.78~3.37	3.15	非金属矿	石油	0.6~0.9	
	辉石岩	2.93~3.34	3.17		褐煤	1.1~1.25	1.19
变质岩	石英岩	2.50~2.70	2.60		无烟煤	1.34~1.8	1.50
	片岩	2.39~2.9	2.64		石墨	1.9~2.3	2.15
	千枚岩	2.68~2.80	2.74		岩盐	2.1~2.6	2.22
	大理岩	2.6~2.9	2.75		石膏	2.2~2.6	2.35
	蛇纹岩	2.4~3.10	2.78		铝土矿	2.3~2.55	2.45
	板岩	2.7~2.9	2.79		硬石膏	2.9~3.0	2.93
	片麻岩	2.59~3.0	2.80		重晶石	4.3~4.7	4.47

积岩，如大理岩、板岩和石英岩，一般比原生的灰岩、页岩和砂岩致密。由岩浆岩变质的岩石，如片麻岩、角闪岩，也比原生花岗岩、玄武岩致密。变质岩的密度也随酸性减弱而增加，由于结晶变质的历史较复杂，这种变化一般不稳定。

岩石密度还与其含水度有关，岩石含水越多时，岩石密度愈大。含水度对沉积岩密度的影响可达10% 左右。

3.3 物质的弹性

3.3.1 物质的弹性参数

物体的弹性是一种与其物质的内部结构有关的基本物理常数，是物质在机械应力的作用下，反抗形变和容积变化（固体）或者只反抗容积变化（液体、气体）的一种性质。机械应力由物质内部能量的增长所决定。物质发生弹性形变时，当引起物质形变的应力停止作用后，物质恢复其原始状态的容积与形状。

对大多数岩石、矿物和元素，一般说来都服从基于弹性理论的虎克定律。根据该定律，小的形变与所施于的应力成正比，这种物体称为理想弹性体。为了表征理想弹性体的性质，弹性参数有纵波速 v_P（在固体、液体、气体中，由于拉压形变而产生的弹性波传播速度）、横波速 v_S（在固体中，由于切变而产生的弹性波传播速度）、杨氏模量 E（法向应力与沿应力方向伸长之比）、泊松系数 ν（横向压缩系数）、拉梅常数 λ 和剪切模量 μ（物体抗形变能力的剪应力与剪切角的比值）。通常 μ 和 λ 统称为拉梅系数（或常数）。表 3.2 给出各弹性参数间的关系。

表 3.2 弹性参数间的关系

K	E	λ	ν	ρv_P^2	$\rho v_S^2=\mu$
$\lambda+2\mu/3$	$\mu\dfrac{3\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}$		$\dfrac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda+2\mu$	
	$9K\dfrac{K-\lambda}{3K-\lambda}$		$\dfrac{\lambda}{3K-\lambda}$		$\dfrac{3(K-\lambda)}{2}$
	$\dfrac{9K\mu}{3K+\mu}$	$K-\dfrac{2}{3}\mu$	$\dfrac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	$K+\dfrac{4}{3\mu}$	
$\dfrac{E\mu}{3(3\mu-E)}$		$\mu\dfrac{E-2\mu}{3\mu-E}$	$\dfrac{E}{2\mu}-1$	$\mu\dfrac{4\mu-E}{3\mu-E}$	

续表

K	E	λ	ν	ρv_P^2	$\rho v_S^2=\mu$
		$3K\dfrac{3K-E}{9K-E}$	$\dfrac{3K-E}{6K}$	$3K\dfrac{3K+E}{9K-E}$	$\dfrac{3KE}{9K-E}$
$\lambda\dfrac{1+\nu}{3\nu}$	$\lambda\dfrac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$			$\lambda\dfrac{1-\nu}{\nu}$	$\lambda\dfrac{1-2\nu}{2\nu}$
$\mu\dfrac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1+\nu)$	$\mu\dfrac{2\nu}{1-2\nu}$		$\mu\dfrac{2-2\nu}{1-2\nu}$	
	$3K(1-2\nu)$	$3K\dfrac{\nu}{1+\nu}$		$3K\dfrac{1-\nu}{1+\nu}$	$3K\dfrac{1-2\nu}{2+2\nu}$
$\dfrac{E}{3(1-2\nu)}$		$\dfrac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$		$\dfrac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\dfrac{E}{2+2\nu}$
$\rho(v_P^2-\dfrac{4}{3}v_S^2)$	$\dfrac{9\rho v_S^2R_2^2}{3R_2^2+1}$	$\rho(v_P^2-2v_S^2)$	见 *		

注：$*2\nu=\dfrac{R_1^2-2}{R_1^2-1}=\dfrac{3R_2^2-2}{3R_2^2+1}=\dfrac{2\ (3R_3^2-1)}{3R_3^2+1}$；$R_2^2=K/(\rho v_S^2)$，$R_3^2=K/(\rho v_P^2)$，$R_1=v_P/v_S$。

表中：K 为体积模量；E 为杨氏模量；μ 为剪切模量；λ 为拉梅常数；ν 为泊松比；ρ 为密度。

3.3.2 矿物的弹性波传播速度

所有元素的原子其弹性是不相同的，它的弹性特性主要取决于弹性介质的电子壳层及质量不同的原子核。纵波的传播速度，在门捷列夫周期表里，在每一周期的前半部分的元素中它是增加的，在后半部分的元素中它是减少的（见图3.2）。波速的最大值，从第二周期元素到第六周期元素是减少的。而元素的最大密度和原子量在该方向上是增加的。

对第Ⅰ类矿物，随着矿物密度的增加，纵波速度、横波速度、杨氏模量、剪切模量相应亦增大，如长石、石英、方解石、尖晶石等；对第Ⅱ类矿物，当密度增加时其弹性波速度降低，如黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、方铅矿等（表3.3）。

表3.3 几种主要造岩矿物的弹性参数

矿 物	杨氏模量 E/GPa	体积模量 K/GPa	泊松比 ν
钙萤石	111.3	102.7	0.28
石榴子石	241.8	209.0	0.28
磁铁矿	230.3	161.7	0.26
黄铁矿	286.8	143.9	0.16

续表

矿 物	杨氏模量 E/GPa	体积模量 K/GPa	泊松比 ν
磷灰石	114.6	73.3	0.26
赤铁矿	209.2	98.2	0.14
方解石	68.8	74.4	0.31
重晶石	62.8	52.9	0.32
黑云母	33.8	50.5	0.27
白云母	56.8	42.9	0.25
异剥石	141.3	83.1	0.21
透辉石	154.4	111.4	0.26
钠长石	69.0	57.0	0.28

（据陈颙，2001）

3.3.3 岩石的弹性波传播速度

表3.4分别给出了主要岩石的弹性参数。岩石弹性波的波速主要取决于构成岩石的矿物其本身的弹性性质。大多数火成岩和变质岩孔隙很少，波速变化范围较小，波速较高，变质岩波速度变化范围相对大一些；对于沉积岩来说，在碳酸盐岩中波速较高；在砂岩、泥岩、页岩中波速较低（表3.5）。由于砂岩、页岩、灰岩等结构比较复杂，颗粒之间有孔隙，孔隙中可能充填液体或粘土之类的软物质，这样使得波速变化范围也很大。各类岩石的速度分布范围很大，不同岩性的地层可能有相同的速度范围。

表3.4 一些岩石的弹性常数 E 和 ν

岩 石		杨氏模量 E/GPa	泊松比 ν
火成岩	玄武岩	20～98	0.14～0.25
	辉绿岩	29～88	0.13～0.25
	辉长岩	59～108	0.13～0.25
	花岗岩	26～69	0.13～0.25
沉积岩	页 岩	7.8～29	0.11～0.54
	砂 岩	5.0～80	0.17～0.30
	石灰岩	10～79	0.14～0.30

续表

岩石		杨氏模量 E/GPa	泊松比 ν
变质岩	大理岩	59~88	0.25~0.38
	石英岩	26~87	0.11~0.23
	板岩	-	0.06~0.44
	片麻岩	20~59	0.11~0.25

（据陈颙，2001）

表3.5 纵波在沉积岩中的传播速度（km/s）

岩石	$v_{P最小}$	$v_{P最大}$	v_P/v_S	岩石	$v_{P最小}$	$v_{P最大}$	v_P/v_S
粉砂岩	0.8	4	0.5~0.6	砾岩	1.45	5.6	0.5~0.6
硬石膏	1.5	6	0.5~0.6	黄土	0.3	0.6	0.3~0.6
泥质板岩	0.9	4.5	0.5~0.55	泥灰岩	1.3	4.5	0.5~0.55
角砾岩	1.45	5.6	0.5~0.6	白垩	1.7	4.2	0.4~0.5
粘土	0.3	3.0	0.07~0.6	砂	0.3	1.5	0.1~0.3
细粒岩	1.7	5.4	0.5~0.6	砂岩	0.8	4.5	0.4~0.6
石膏	1.5	4.6	0.5~0.6	石盐	4.5	5.5	0.5~0.6
白云岩	0.9	6.3	0.5~0.6	亚粘土	0.8	1.8	0.55~0.6
石灰岩	1.0	5.5	0.5~0.6				

3.4 物质的磁性

3.4.1 物质的磁参数

物质的磁性是最复杂的物理现象之一，这现象与外层和内层原子轨道的结构特点有关；此外，岩石的磁性和组成岩石的矿物的结晶化学有关。根据磁性的类型和化学元素，物质可分为反磁性、顺磁性（它们是组成所有主要造岩矿物的化学元素）以及铁磁性。

岩石的磁参数主要有：磁化强度（单位体积的磁矩）、磁化率（外磁场作用下岩石磁化的能力）、磁导率（外磁场作用下岩石改变它磁感应的能力），

其次还有饱和磁化强度、感应磁化强度、剩余磁化强度、天然剩余磁化强度、等温剩余磁化强度、热剩余磁化强度、化学剩余磁化强度、黏滞剩余磁化强度、矫顽磁力、居里温度（居里点）。

磁化强度和磁化率：均匀无限磁介质，受到外部磁场的作用，衡量物质被磁化的程度，以磁化强度 M 表示，它与磁化率之间的关系为

$$M = \kappa H$$

式中：H 表示外磁场强度；κ 是物质的磁化率，它表征物质受磁化的难易程度，是一个量纲为 1 的物理量。

岩石的磁性主要来源于它所含的磁性矿物，不含磁性矿物的岩石，κ 都是很小的。玄武岩磁化率约为 10^{-3}，花岗岩约为 10^{-4}，沉积岩更低一些，但含有磁铁矿的岩石，磁化率可高达 10^{-1}或者更高。

磁感应强度和磁导率：在各向同性磁介质内部任意点上，磁化场 H 在该点产生的磁感应强度（磁通密度）为

$$B = \mu H$$

式中：B 以特斯拉（T）为单位；μ 是介质的磁导率，单位亨利/米（H/m）。

若介质为真空，则有

$$B = \mu_0 H$$

式中：μ_0 是真空的磁导率（$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m）。

感应磁化强度和剩余磁化强度：位于岩石圈中的岩体和矿体，处在约为 0.5×10^{-4}T 的地球磁场作用之下，它们受现代地磁场的磁化，而具有的磁化强度，称为感应磁化强度，它表示为

$$M_i = \kappa T$$

式中：T 是地磁场总强度；κ 是岩矿石的磁化率，它取决于岩矿石的性质。

岩、矿石在生成时，处于一定条件下，受当时的地磁场磁化，成岩后经历漫长的地质年代，所保留下来的磁化强度，称为天然剩余磁化强度 M_r，它与现代地磁场无关。岩石的总磁化强度 M，由两部分组成，即

$$M = M_i + M_r = \kappa T + M_r$$

磁法勘探中，表征岩石磁性的物理量 κ（M_i），M_r 及 M。

3.4.2 矿物的磁性质

由于有电子的轨道磁矩和自旋磁矩（原子的第三个和第四个量子数）存在，故大部分化学元素是反磁性或顺磁性的。质子和中子的磁矩远远小于电子的磁矩。在图 3.3 中画出了按门捷列夫周期表次序排列的化学元素的磁化率变化曲线。曲线的特点是元素的反磁性和顺磁性间，明显显示出交替的周期性。

每个周期的前半部分元素，由于外层轨道电子没有占满而具有顺磁性；而后半部分元素，因电子占满了轨道而显示出反磁性。

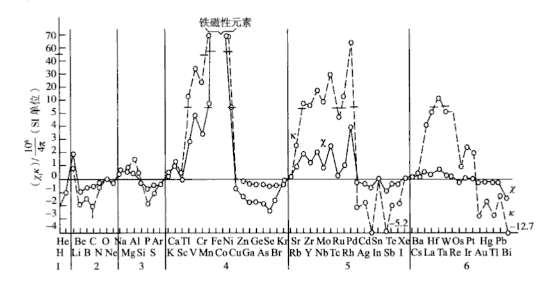


图 3.3 化学元素的比磁化率和体积磁化率

1～6 为门捷列夫元素周期表中的周期

大部分矿物是反磁性的或顺磁性的，它们的磁化率由化学成分、晶格结构，以及结晶键的类型等因素所决定。共价化合物一般磁性很弱，离子化合物磁化率的变化范围很大，且与离子价有关。无铁的造岩矿物（石英、钾长石、斜长石、绿帘石、方柱石、绿泥石）是反磁性的或弱顺磁性的。含铁硅酸盐和铝硅酸盐的顺磁磁化率主要与两价和三价铁有关。

矿物分为四组：①无铁的反磁性和顺磁性矿物。其特点是磁化率很低。②铁磁—顺磁性铁质矿物。这些矿物在酸性火成岩和变质岩中含量不多，但它们是基性和超基性岩的主要组成部分。③铁磁性矿物。它们的磁化率很高，剩余磁化强度常常也很高。它们是火成岩和变质岩的典型副矿物。④磁性弱的铁磁性矿物。主要为沉积岩和交代变化的岩石所特有的。

3.4.3 岩石的磁性质

岩石之所以有磁性，是因为它们含有（铁）磁性矿物，各类岩石所含磁性矿物的种类和数量都不相同，因而存在磁性差异。观测表明，岩石的磁性变化范围很广，但具有一定规律（表 3.6）。岩浆岩磁性一般较高，由酸性岩到基性岩，随着二氧化硅含量逐渐降低，铁磁性矿物含量逐渐增加，岩石磁性也逐渐增强。沉积岩磁性一般都很弱，其中有许多可以认为是无磁性的。变质岩的磁性常与变质前的岩石有关。具层状结构的变质岩，存在磁的各向异性。非

金属矿的磁性很弱，金属矿的磁铁矿具有最强的磁性。

表 3.6　各类岩（矿）石的磁化率

名称		$\kappa/(4\pi\times10^{-6}\mathrm{SI})$		名称		$\kappa/(4\pi\times10^{-6}\mathrm{SI})$	
		变化范围	最常见值			变化范围	最常见值
沉积岩	白云岩	0~75	10	非金属矿	石墨		-8
沉积岩	灰　岩	2~280	25	非金属矿	石英		-1
沉积岩	砂　岩	0~1660	30	非金属矿	岩盐		-1
沉积岩	页　岩	5~1480	50	非金属矿	石膏	-0.6~-1	-1
岩浆岩	花岗岩	0~4000	200	非金属矿	方解石		
岩浆岩	流纹岩	20~300		非金属矿	煤		2
岩浆岩	辉绿岩	80~13000	4500	非金属矿	粘土		20
岩浆岩	斑　岩	20~16700	5000	金属矿	黄铜矿		32
岩浆岩	玄武岩	20~14500	6000	金属矿	闪锌矿		60
岩浆岩	闪长岩	50~10000	7000	金属矿	锡石		90
岩浆岩	辉石岩		10500	金属矿	菱铁矿	100~310	
岩浆岩	橄榄岩	7600~15600	13000	金属矿	黄铁矿	4~420	130
岩浆岩	安山岩		13500	金属矿	褐铁矿		220
变质岩	片　岩	25~240	120	金属矿	毒砂		240
变质岩	千枚岩		130	金属矿	赤铁矿	40~3000	550
变质岩	片麻岩	10~2000		金属矿	铬铁矿	240~9400	600
变质岩	石英岩		350	金属矿	磁黄铁矿	$10^2\sim5\times10^5$	125000
变质岩	蛇纹岩	250~1400		金属矿	钛铁矿	$2.5\times10^4\sim3\times10^5$	1.5×10^5
变质岩	板　岩	0~3000	500	金属矿	磁铁矿	$10^5\sim1.6\times10^5$	5×10^5

3.5　物质的电性

3.5.1　物质的电性参数

在外部电场的作用下，带电粒子（电子和离子）的定向运动的能力决定了物质的导电性。而带电粒子的不规则（热）运动产生了电阻，电阻是由原子的电子层的结构、矿物的结晶化学结构和盐类水溶液离子特性决定的。

在物质的电学性质中，电性参数是电阻率（单位体积岩石对穿过两平行面电流的电阻值）、极化率（极化电位差与外部电场电位差之比）、相对介电常数（表征介质材料的介电性质或极化性质的物理参数，其值等于介质的介电常数与真空的介电常数的比值）、磁导率、压电常数（极化强度向量与机械形变之比）、自然极化电位（由于氧化、还原、渗透、扩散、吸附等过程而能产生电场的岩石性质）、扩散电位（由于扩散或离子吸附过程引起的自然电位）。

3.5.2 物质的电阻率

化学元素原子的性质是由一定数量的电荷来表示的（图3.4），电流是在外电场或其他因素作用下促使外层电子运动而产生的，从而引起电阻和导电性发生周期性的变化。

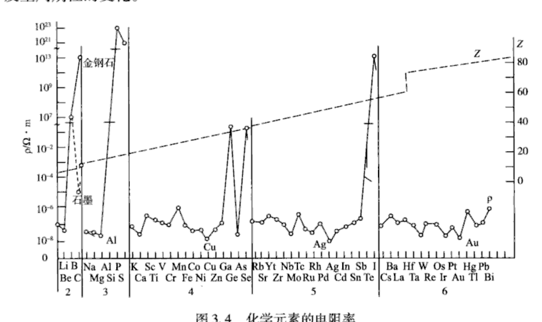


图3.4 化学元素的电阻率

2～6为门捷列夫元素周期表中的周期；Z为元素的原子序数（质子个数）

多数金属矿物——方铅矿、斑铜矿、铜蓝、磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿等具有电子导电性，其电阻率为$10^{-6}\sim10^{-2}\Omega\cdot m$。石墨具有电子导电性。主要造岩矿物——钾长石、斜长石、普通角闪石、辉石、橄榄石、石英等具有半导体或电介质的性质，其电阻率（$10^{6}\sim10^{12}\Omega\cdot m$）极高。

岩石和矿石的电阻率通常并非某一特定值，其电阻率值在一定范围内变化。常见岩石和介质的电阻率见表3.7。火成岩与变质岩的电阻率值较高，通常在$10^{2}\sim10^{5}\Omega\cdot m$范围内变化；沉积岩电阻率值一般较低，如粘土电阻率约

为 $10^2 \sim 10^3\Omega \cdot m$；砂岩的电阻率约为 $10^2 \sim 10^3\Omega \cdot m$，而灰岩电阻率则较高些。岩石的电阻率的变化与其矿物成分有关，但在很大程度上取决于它们的孔隙度或裂隙度以及其中所含水分的多少。

表 3.7　不同岩石和介质电阻率的变化范围

岩石类型	电阻率/Ω·m	介质类型	电阻率/Ω·m
肥粘土、泥灰岩	3～30	民用垃圾	12～30
瘦粘土、泥灰岩	10～40	倾倒的废石和土壤	200～350
粘土、砂质土、粉砂岩	25～150	工业淤泥	40～200
含粘土的砂	50～300	废金属	1～12
砂、砾石（湿）	200～400	碎玻璃和瓷器	100～550
砂、砾石（干）	800～5000	砂铸模	400～1600
碎石（干）	1000～3000	废纸（湿）	70～180
灰岩，石膏	500～3500	被污染的民用垃圾堆	1～10
砂　岩	300～3000	焦　油	300～1200
盐层和盐丘	>10000	使用过的油	150～700
花岗岩	2000～10000	使用过的漆和涂料	200～1000
片麻岩	400～6000	服装清洗剂	30～200

3.5.4　物质的介电常数

矿物的介电常数的大小主要取决于阳离子和阴离子的类型、离子半径和极化率，而与矿物结构特征的关系较小。矿物中出现的各种形式的极化作用，与形成矿物的粒子类型——原子、分子或离子有关，也与化学键的性质有关。在射频范围内，极少数的矿物具有一种电子位移极化，如金刚石、硫、硒、黑稀金矿、白钨矿、锆石、榍石。这些矿物的介电常数实际上与折射率的平方（λ^2）相吻合。岩石的介电性质，除与电场频率有关外，与矿物成分、不同介电常数矿物的数量比、岩石的结构构造特性，以及孔隙度系数等因素有关。干燥岩石的介电常数随孔隙度的增高而减小，这是因为气相的介电常数（ε）比岩石的介电常数小得多。如果岩石中有裂隙状的孔隙时，则孔隙对垂直于裂隙方向的测量结果影响很大。表 3.8 给出岩石的介电常数。

表 3.8 岩石的介电常数

岩石		相对介电常数	岩石	相对介电常数
干燥砂岩		4.6~5.9	凝灰岩	3.8~4.5
砂质泥岩		5.33	辉石岩	6.2
充满水的砂岩	15%	7.4	辉绿岩	11.6
	28%	12.1	玄武岩	18.8
充满煤油的砂岩	6%	10.5	橄榄岩	12.4
	12%	2.89	石英岩	4.36~4.85
	24%	3.3	大理石	8.22
	30%	3.59		
充满水的土壤	7.8%	3.95		
	32.1%	7.93		
	41.4%	29.4		

3.5.5 物质的压电效应

压电效应是一定的结晶物质在机械应力或变形的作用下，出现电极化现象的一种特性。无论在对称型的单晶体中，或是含有定向压电晶体的多晶集合体中，均可观察到压电极化现象。压电效应有如下的特点，即在机械应力作用下，结晶物体表面上形成的电荷密度 σ 与机械应力或形变之间成正比关系；在同一类型和方向的机械应力或形变的作用下，在一定表面上产生的电荷符号是不变的；此外该现象有逆效应存在，即后者在外电场的作用下，产生机械应力和形变。

压电系数 d 可作为压电效应的数量特性，它等于极化强度矢量 p 对机械应力 t 的比值或电荷 Q 对作用力 F 的比值，即

$$d = \frac{p}{t} = \frac{Q}{F}$$

压电常数 L 也是压电效应的数量特性，是极化强度向量与机械形变之比。表 3.9 给出部分岩石的压电系数。

表 3.9 岩石的压电系数（厘米·克·秒制）

岩石	$d_{最小}$	$d_{最大}$
粗晶质砂岩	0.01×10^{-10}	0.05×10^{-10}
脉状石英（砂粒状）	0.05×10^{-10}	0.10×10^{-10}
石英岩	0.03×10^{-10}	0.06×10^{-10}
伟晶岩	$2.3\times10^{-10}\sim12\times10^{-10}$	$4\times10^{-10}\sim18\times10^{-10}$

3.5.6 物质的极化效应

在岩石中产生极化电位的机理是由其物理化学特性决定的。极化电位可能由氧化还原作用、浓度扩散和运动现象、充满岩石孔隙的溶液体积极化以及其他作用所引起的。含有半导体性质和金属性质矿物的岩石（黄铁矿、含铁质矿石和含自然金属的岩石），当其内部具有孔隙溶液时，就会产生氧化还原作用的极化。不含半导体矿物的岩石，其激发极化主要是与浓度扩散现象有关。岩石极化率与矿石成分、结构和使岩石饱和的孔隙液的性质等有密切关系。砂质-粘土质沉积层的极化值的大小主要取决于其中粘土的数量和其离子吸附能力，粘土含量为3%～10%时，激发极化率最大；粘土含量低于或高于这一范围，都会引起激发极化的下降。无矿化岩石的极化率通常很低（表3.10），一般不超过2%，个别达到4%～5%。

表3.10 岩石的极化率

岩、矿类型	测定数量	极化率/%（0.2　0.5　1　2　5　10　20　50）
砂土、粘土、壤土	500	
白云岩	121	
灰　岩	556	
泥质页岩、砂岩	373	
石英绿泥石、片岩、板岩	75	
玄武岩	567	
花岗岩	148	
闪长岩	93	
石英斑岩	905	
玢岩及其凝灰岩	155	
石英岩	23	
石墨化页岩	28	
含碳石灰岩	88	

3.6 物质的核物理性质

天然放射性是服从一定统计规律的不稳定原子核的自发衰变，这些原子的产生是在地球或宇宙空间的天然条件下，经核合成、放射性突变，或原子核和

宇宙射线粒子相互作用的过程。原子的放射性衰变会引起原子核的结构、成分和能量的变化；伴随释放出 α，β 粒子或俘获带电粒子，产生电磁波性质的短波辐射（γ 射线），释放出放射成因热，并使气体、液体和固体发生电离及其他现象。放射性分为天然放射性和人工放射性。

3.6.1 天然放射性核素

天然放射性核素可分为两类，一类是与地球同时形成的、至今存在的一些与地球年龄可比的长寿命核素，如铀、钍、锄、钾、钐等。另一类为宇宙射线撞击地球物质原子核，引起核反应生成的放射性核素。如碳、铍、铝、氯等。它们广泛存在于第四纪地层、新的构造面和生物体内。在自然界已发现的天然放射性核素有230多种，其中绝大多数一次核衰变后即形成稳定核素，如锄、钐、等。有近50个放射性核素构成三个天然放射性系列，即铀系列、钍系列及锕铀系列。

3.6.2 人工放射性核素

自发地发生核结构的变化，称为核衰变或核蜕变。原子核受外来原因引起核结构的变化，称为核反应，它使稳定的原子核转变为放射性核素，这样产生的核素称为人工放射性核素。引起核反应的方法主要是利用高能基本粒子或光子撞击原子核，主要方法有：带电粒子撞击、快速中子撞击、慢中子撞击、高能 γ 射线撞击。

3.7 物质的热学性质

3.7.1 物体的热物理参数

内部的热状态是许多地质过程的起始原因，热状态的研究中主要包括的热场参数有：热导率（是表征物体导热过程中的强度的一个物理量，相当于温度梯度等于1时的热流密度）、比热容 C（在压力恒定的条件下，当热量 Q 接近于质量 m 的物体时，物体温度升高1℃的热容）、热传递函数 a（热传导不稳定时表征使温度趋于均衡的速度的物理量）、热流密度 q（它是一个指向温度梯度方向相反的矢量，数值上等于单位时间内通过等温面的热量）、线膨胀系数 α 和体膨胀系数 β（压力恒定时温度每变化1物体长度或体积的相对增量）。

3.7.2 岩石和矿物的热物理性质

呈自然状态产出的元素（表3.11），除硫以外，都有着高的热导率，同时，自然金属的比热相对于岩石来说是最小的。但自然金属和非金属的热导率很高。这是因为其中的热能可通过固体相，直接与处于热运动状态中的分子、原子和离子接触，或以自由电子扩散（在自然金属中）的形式传递的。

表3.11 呈自然状态产出的元素的热导率

元素名称	铜	金	银	铅	汞	碳（石墨）
热导率 $\lambda/(W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1})$	396	310	418	36	8	268

大部分成岩矿物可以看做是单相的固体系统，其中晶格的热导率起着决定性的作用，同天然产出的元素相比，矿物的热导率要低得多。岩浆岩造岩矿物的热导率比副矿物和金属矿物的要低（表3.12），变质岩造岩矿物（锂辉石、红柱石、蓝晶石等）的热导率比侵入岩造岩矿物要高得多。

表3.12 某些矿物和岩石的热导率

岩矿石	正长石	尖晶石	磁铁矿	石英砂	玄武岩	粘　土
热导率 $\lambda/(W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1})$	2.31	3.48	5.3	3.6	1.7	1.49

按沉积岩的热物性参数值，大陆上主要地质构造的沉积岩分为三组：①陆相粘土质沉积，它们的热导率较低，其变化幅度与沉积物石化作用的程度有关；②致密的（结晶质）碳酸盐岩、含盐类的岩石和石英质岩，它们具有较高的恒定热导率；③可燃性有机岩（泥炭、褐煤和煤、炭质可燃性页岩），它们的热导率特别低，但比热特别高。侵入岩热导率主要取决于固体粒子，即构成橄榄岩、辉长岩、闪长岩、花岗岩等类岩石的矿物晶格的热导率. 这类岩石的密度比沉积岩要高，孔隙度和含水量则要小得多，这些因素使其有较高的热导率。变质岩（结晶片岩、片麻岩、大理石岩等）的热导率很高，这是因为这类岩石的结晶结构致密而孔隙度小。

方法篇

第4章 电（磁）法类勘探

电（磁）法是地球物理中非常重要的一类方法。它是以地下介质的电性参数为基础，通过探测介质的电性参数的差异来解决各种地质、环境和工程方面的问题。电（磁）法的分类较多，不同的基础有不同的分类方法。按激发的场源来划分有人工源法和天然源法；按激发的制式分，有传导类和感应类；按激发周期分，有直流和交流；按接收制式分，有时间域和频率域；按研究目标方向性分，有剖面法和测深法；还有按装置类型分等。电（磁）类方法物性参数多、分支方法多、探测深度范围大、应用领域广，在解决环境与工程问题中得到了较好的运用，取得了较好的地质效果。

4.1 电阻率法

电阻率法是以地壳中岩石和矿石的导电性差异为物质基础，通过观测与研究人工建立的地中电流场（稳定场或交变场）的分布规律进行找矿和解决地质问题的一组电法勘探分支方法。

4.1.1 电阻率法基础

（1）稳定电流场

取三维笛卡儿坐标系的 x 轴为垂直于地质体走向的方向，y 轴为地质体走向的方向，z 轴垂直向下。设点电流源位于 $A(x_A,\ y_A,\ z_A)$ 点，根据稳定电流场满足的基本方程和边界条件有

$$\begin{cases} \dfrac{\partial}{\partial x}\left(\sigma\dfrac{\partial U}{\partial x}\right)+\dfrac{\partial}{\partial y}\left(\sigma\dfrac{\partial U}{\partial y}\right)+\dfrac{\partial}{\partial z}\left(\sigma\dfrac{\partial U}{\partial z}\right) \\ \quad = -I\delta(x-x_A)\delta(y-y_A)\delta(z-z_A) \\ \left.\dfrac{\partial U}{\partial n}\right|_{z=0}=0 \\ \left.\left(\eta U+\dfrac{\partial U}{\partial n}\right)\right|_{\Gamma\to\infty}=0 \end{cases} \tag{4.1}$$

式中：U 为电位；σ 为介质电导率；η 是与修正贝塞尔函数有关的量。

稳定电流场中有三条基本性质：①电流的连续性；②电场强度 E 和电流密度 J 的正比性；③稳定电流场的无旋性。

稳定电流场中有四条基本规律：①根据能量最小原理，地中电流将通过低阻避开高阻，走最短路径；②地中电流从 A 到 B 流动过程中，无论经过多少高低阻，总电流不变；③根据场的唯一性，电流线不能相交，故电流在地下分散流动，并力图充满地下半空间；④地中电流从低阻流入高阻时，应服从折射定律。

（2）视电阻率表达式

视电阻率 ρ_s 表达式为

$$\rho_s = K\frac{\Delta U_{MN}}{I}, \quad \rho_s = \frac{j_{MN}}{j_0}\rho_{MN} \tag{4.2}$$

其中：$K = 2\pi/\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)$为装置系数；$\rho_{MN}$和 j_{MN}为测量电极 MN 间的电阻率值和电流密度；j_0 为均匀情况的正常电场的电流密度。

视电阻率有如下性质：①当地下只有一种岩石时，ρ_s 值等于岩石真电阻率 ρ_1 值。②当地下电阻率不均匀时，视电阻率 ρ_s 值在高阻体上将较围岩电阻率 ρ_1 值大，在低阻体上比 ρ_1 小。ρ_s 异常曲线不受正常电流场分布不均匀性的影响（图 4.1）。③在地下有多种电阻率不同的岩体存在时，ρ_s 值为地下所有岩体总的作用结果。④地形起伏会改变地面电流的分布，因此地形对视电阻率有影响。

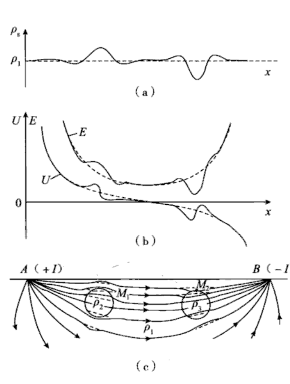


图 4.1　电阻率不均匀时地下电流和地面电场及视电阻率分布示意图

（3）常用电阻率法

为了取得良好地质效果，在电阻率法勘探中，常需根据不同地质任务和不同地电条件，采用不同的装置类型。所谓装置类型是指一定的电极排列形式。但由于电极移动方式的不同，在电阻率法中分为电阻率剖面法和电阻率测深法。

按装置类型来划分，有中间梯度装置、二极装置、三极装置、联

合剖面装置、对称四极装置（施伦贝尔热装置、温纳装置）、偶极装置、五极装置、环形装置、差分装置（表4.1）。

表4.1 常用电阻率法

电阻率剖面法			电阻率测深法		
中间梯度法	二极剖面	三极剖面	二极测深	三极测深	对称四极测深
联合剖面	施伦贝尔热剖面	温纳剖面	施伦贝尔热测深	温纳测深	偶极测深
偶极剖面	五极纵轴剖面	差分剖面	环形测深	五极纵轴测深	差分测深

4.1.2 电阻率剖面法

电阻率剖面法简称电剖面法。该方法是采用固定极距的电极排列，沿剖面线逐点供电和测量，观测 ρ_s 值的变化规律。由于电极距不变，勘探深度就保持在同一范围内。因而 ρ_s 值沿剖面的变化可以探查地下一定深度范围内目标体的横向电性变化特征。

4.1.2.1 电阻率剖面法装置类型

根据电极排列方式的不同，电剖面法又有许多变种，不同的分支有不同的形式和特点（表4.2）。

表4.2 电阻率剖面法装置和特征表

装置名称	装置示意	装置符号	装置系数	装置特点
对称四极	*AMNB*（同时移动） mA mV *A M O N B*	*AMNB*	$K=\pi\frac{AM\cdot AN}{MN}$	异常简单，勘探深度大
复合对称四极	*AA'MNB'B*（同时移动） mA mV *A A' M O N B' B*	*AA'MNB'B*	$K=\pi\frac{A(A')M\cdot A(A')N}{MN}$	可同时获取两个深度的信息
联合剖面	*AMN*∝*MNB*（同时移动） mV mA *A M O N B*	*AMN*∝*MNB*	$K=2\pi\frac{AM\cdot AN}{MN}$	横向分辨率高、地形影响大

续表

装置名称	装置示意	装置符号	装置系数	装置特点
单侧偶极	ABMN （同时移动） mA mV A O M B N O	ABMN	$K=\pi na\cdot(n+1)(n+2)$ 式中：$a=AB=MN$ $n=BM=1,2\cdots\cdots$	横向分辨率高，异常形态复杂
双侧偶极	ABMNA'B' （同时移动） mA mV mA A O B M O N A' O B'	ABMNA'B'	$K=\pi na\cdot(n+1)(n+2)$ 式中：$a=AB=A'B'=MN$ $n=BM=NA'=1,2,3\cdots\cdots$	异常复杂，分辨率高，便于综合分析
赤道偶极	A AM M mA mV AM BN （同时移动） B N	AMBN	$K=\pi a/(1/n-1/\sqrt{n^2+1})$ 式中：$a=AB=MN$ $n=AM=BN=1,2,3\cdots\cdots$	可在特殊地形地物区工作，异常较复杂
中间梯度	MN （移动） mA mV A M N B	AMNB	$K=2\pi/(1/AM-1/AN-1/BM+1/BN)$	在相同的AB极距条件下，该装置勘探深度大，异常简单，工作效率高

4.1.2.2 电阻率剖面法异常特征

(1) 中间梯度法

脉状矿体上中梯 ρ_s 异常的量值大小和分布特征，与其埋藏深度和相对岩电阻率的大小有关，而且还与脉状矿体的产状有关（图 4.2）。

(2) 联合剖面法

当铜板倾斜时，联剖和对称四极的 ρ_s 曲线均表现为不对称，且极距越大，不对称性越明显（图 4.3）。

(3) 偶极剖面法

电阻率法受地形影响较大，图 4.4 分别为山脊和山谷上偶极剖面纯地形异常等值线断面图，由图可见，山脊上高阻异常为主，两侧有低阻异常带；在山谷上以低阻异常为主，两侧有高阻异常带。

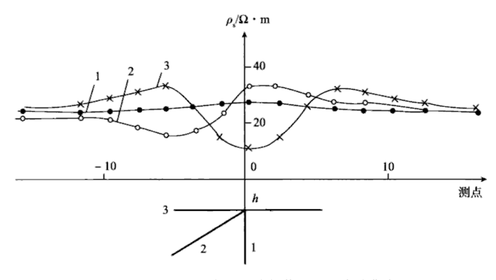


图 4.2 不同产状铜板上中梯装置的 ρ_s 实验曲线

图 4.3 倾斜铜板上联剖和对称四极装置的 ρ_s 实验曲线

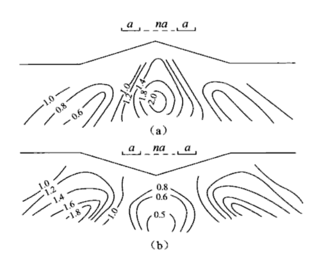


图 4.4 偶极装置纯地形异常的等值线断面图

4.1.3 电阻率测深法

电阻率测深法，供电电极（A，B）在测点（O）两侧沿相反方向向外移动，而测量电极（M，N）不动或与 AB 保持一定比例（$MN/AB=c$）的同时移动。电测深法主要用来探查地下不同深度范围内的垂向电性变化。

（1）电测深曲线类型

水平层状介质上点源场的视电阻率表达式可表示为包含电阻率转换函数 $T(m)$ 的形式，根据不同的层状介质由转换函数的递推公式求出层状介质的 $T(m)$ 函数，然后再计算出视电阻率。对称四极装置电测深在水平层状介质上的曲线类型如图 4.5 所示。

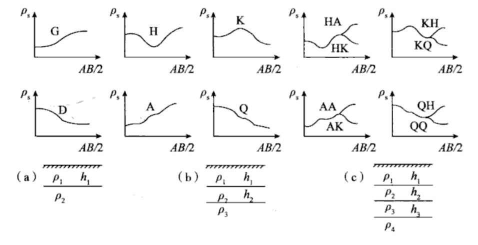


图 4.5 电测深曲线类型示意图面图

（2）电测深曲线解释

电测深曲线的解释主要是拟合解释，通常有量板法和数值法。数值法解释有拟合 T 函数法（图4.6）和拟合 ρ_s 法等。

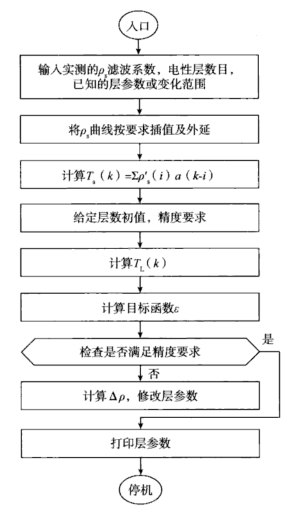


图4.6 电测深曲线拟合 T 函数解释流程图

（3）电测深实际应用

电测深野外工作中主要考虑测网的布置、测区比例尺的确定、供电电极距和测量电极距的选择、测点位置及布极方向的确定等。对电测深 ρ_s 曲线的定性解释中通常是根据曲线的特征绘制反映测区电性变化的各种定性图件以说明测区的地质构造特征，如曲线类型图、ρ_s 等值线断面图和等极距的 ρ_s 剖面图和平面图。

4.1.4 高密度电阻率法

高密度电阻率法实质上是电阻率法，其理论、方法及应用与电阻率法是一致的。高密度电阻率法是一种阵列式勘探方法，是电剖面和电测深的有机组合。野外测量时多根电极（几十至上百根）一次布设在测点上，用大线连接于测点和程控电极转换开关，程控开关与测量系统协调工作。系统在信号采集时，通过程控开关按一定的装置形式逐点测量，其数据储存在系统之内。与常规的电阻率法相比，高密度电阻率法具有四个特点：①电极布设是一次完成；②能进行多种电极排列方式的扫描测量；③信号采集实现了自动化或半自动化；④成本低、效率高，信息丰富。

4.1.4.1 工作方法

同常规电阻率一样，高密度电阻率法的装置形式较多，但通常采用三种排列装置，α 装置（温纳对称四极装置 *AMNB*），β 装置（偶极装置 *ABMN*），γ 装置（差分装置 *AMBN*）。不同的装置对地质体的反映能力不同，就温纳、偶极、差分装置而言，温纳装置分辨能力较低且受地形影响小，偶极和差分装置分辨能力较强、异常幅度大、异常形态复杂。

高密度电阻率法测量系统常采用三电位电极系，即一点供电，两点（多电极中的任两点组合）测量，然后通过一定的组合方式构成一种装置的测量结果。实际工作中可选择一种装置形式，也可以同时选择几种，视实际情况而定。

高密度电阻率法野外测量时的记录点在两个测量电极的中点，电极距从小到大依次测量时，随电极系数的增大，记录点逐渐减少，这样在实测的断面图上，数据整体成倒三角形。

4.1.4.2 参数处理

（1）λ 比值参数

三电位电极系获得三种常用装置的视电阻率参数，三种测量结果进行某种组合，可得到视电阻率异常的 λ 比值参数。比值参数在一定程度上能压制干扰和分解复合异常的能力，从而改善了常规电阻率法反映地质对象赋存状态的能力。

$$\lambda(i,i+1) = \frac{\rho_s^A(i)}{\rho_s^B(i)} \Big/ \frac{\rho_s^A(i+1)}{\rho_s^B(i+1)} \tag{4.3}$$

式中：$\rho_s(i)$ 及 $\rho_s(i+1)$ 分别表示剖面上相邻两点的视电阻率值。

（2）*T* 比值参数

高密度电阻率法的野外观测结果，根据需要可以绘制比值参数图，其表达

式为

$$T(i) = \frac{\rho_s^{\beta}(i)}{\rho_s^{\gamma}(i)} \tag{4.4}$$

式中：ρ_s^{β} 和 ρ_s^{γ} 分别为 β 和 γ 电极排列的视电阻率值。

由于这两种电极排列在同一地电体上所获视参数总是具有相反的变化规律，因此用该参数所绘的比值断面图，在反映地电结构的分布形态方面远较相应排列的视电阻率断面图要清晰和明确的多。

图 4.7 是对地下模型的正演模拟结果，温纳四极排列的 ρ_s^{α} 拟断面图没有反映，而 T 比值断面图则清楚地反映了上述模型的地电分布。

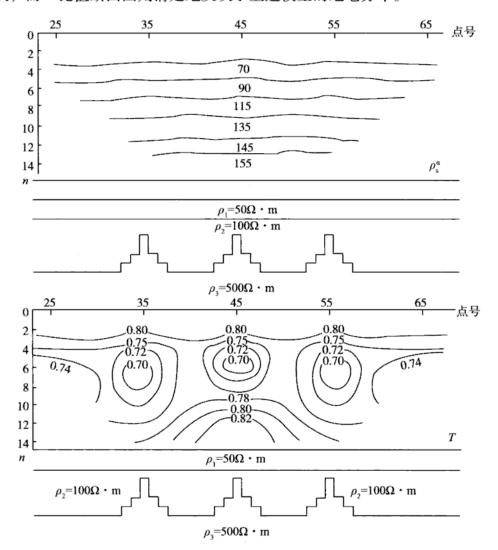


图 4.7 模型上方视电阻率及视比值参数断面等值线图

4.1.4.3 资料处理解释

(1) 统计处理

统计处理包含滑动平均、计算统计参数（均值、方差）、计算电极调整系数、视参数分级。统计处理结果一般采用灰度图来表示，由于它表征了地电断面每一测点视电阻率的相对变化，因此该图在反映地电结构特征方面将具有更为直观和形象的特点。

(2) 比值换算

比值换算是想改善测量结果对地电结构的分辨能力，如前面内容中我们给出了两种比值参数并讨论了它们的基本特性，λ 参数对局部低阻体分辨能力强，而 T 参数对局部高阻体的分辨能力强。

(3) 滤波处理

三电位电极系中，偶极和微分排列所测视参数曲线随极距的加大，曲线由单峰变为双峰，绘成断面图时，除了和地质对象赋存空间相对应的主异常外，一般还会出现强大的伴随异常，为了消除或减弱三电位系视电阻率曲线中的这种振荡成分的影响，从而简化异常形态、增加推断解释的准确性，可以采用数字滤波的方法，并把这种滤波器称为扩展偏置滤波器。

(4) 高密度电阻率反演

高密度电阻率法反演与常规电阻率法反演类似，在正演的基础上进行拟合反演。通常高密度电阻率法的测量数据利用佐迪的思想进行成像反演。佐迪反演的基本思想是首先假设地层的层数和测深曲线上的点数一样多，在初始模型中，第一层的电阻率就采用曲线上第一个点的视电阻率，第二层就采用第二个点的视电阻率，整条曲线依此类推。每一层的平均深度采用测得相应电阻率的电极距再乘以某一常数。用初始模型得到一条理论测深曲线，将该曲线与野外实测曲线进行比较，迭代处理以调整模型各层的电阻率，直至实测曲线和模型曲线的均方根误差减至最小。其反演过程有三步，初始模型的选取、正演计算（可采用有限单元元或有限差分等）、反演修改。

4.1.5 磁电阻率法

磁电阻率法是属于测磁场的传导类电法勘探，是在一般电法中将测量地面上两点（M，N）间电位差（ΔU，ΔU_2）改成逐点观测磁场（H，H_2）的一类找矿方法。磁电阻率法是在用供电电极 AB 将电流供入地下时，地面上测量磁场分布的一种方法。它能克服电极接地不良时电阻率工作困难的地区。磁电阻率法一般用于寻找隐伏地下的良导体，而良导体在地面引起较大的磁异常。

4.2 激发极化法

激发极化法（以下简称激电法）是利用岩土介质的导电性和激发极化特性的差异，观测和研究人工形成的激发极化场的变化规律，进行找矿和解决环境与工程问题的人工源的勘查方法。激发极化法按供电方式的不同，有直流（时间域）激发极化法和交流（频率域）激发极化法。按场源不同有人工场激电法和天然场激电法。近年来，发展的有谱激电法等。

激发极化法不受地形起伏和围岩导电性不均匀的影响，可以区分电子导电体和离子导电体引起的异常性质，在找矿、找水和解决环境与工程问题中有特定的的作用。激发极化法测量中分为激发极化剖面法和激发极化测深法。

4.2.1 基本理论

（1）激发极化机理

关于激发极化效应的机理问题，目前仍处于研究中未有准确定论。关于电子导体和离子导体极化效应，不少学者提出了几种假说，较为公认的有电子导体激发极化机理的双电层极性变化（类似于原电池充放电）假说和离子导体激发极化机理的双电层形变假说、薄膜极化假说。

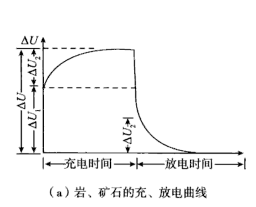
（2）极化特性

在激发极化中常将岩（矿）石的极化特性分为两大类，面极化和体极化。面极化是极化发生在极化体与围岩溶液界面上的，如致密的金属矿或石墨矿等均属此类。体极化是极化单元（微小的金属矿物或岩石颗粒）整体分布于整个极化体中，如浸染状金属矿和矿化（包括石墨化）岩石以及离子导体的激发极化都属此类。应该指出，面极化和体极化是相对的概念，从微观角度看，所有的极化都属面极化。从宏观角度看，所有的极化都属体极化。

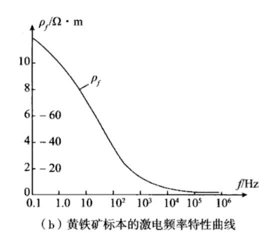
直流激发极化具有时间特性，交流激发极化具有相频特性（相位 φ 随频率的变化曲线）（图4.8）。

（3）极化参数

描述激发极化的参数较多，在时间域激发极化中有视极化率、视激电率、视衰减度、视激发比、金属因素、充电率等（表4.3），在频率域激发极化中有复电阻率、频散率（幅频率）、相位等。



(a) 岩、矿石的充、放电曲线



(b) 黄铁矿标本的激电频率特性曲线

图 4.8 激发极化法特性曲线

表 4.3 直流激发极化法常用视参数表

视参数名称	符号	计算式或定义	单位	参数作用
视电阻率	ρ_s	$\rho = k\dfrac{\Delta U_{MN}^{AB}}{I}$	$\Omega\cdot m$	反映极化体的导电性
视极化率	η_s	$\eta_s = \dfrac{\Delta U_2(T,t)}{\Delta U(T)} \times 100\%$	%	反映极化体的激电性
视激电率（视激电电阻率）	G_s	$G_s = \rho_s \cdot \eta_s$	$\Omega\cdot m$	可突出高阻极化体异常
视金属因素（视激电电导率）	J_s	$J_s = \eta_s/\rho_s$	$\dfrac{1}{\Omega\cdot m}$	可突出低阻极化体异常
视充电率	m_s 或 M_s	$m_s = \dfrac{\int_{t_1}^{t_2}\Delta U_2(t)\,dt}{\Delta U}$	ms	反映极化体的激电性
视半衰时	S_t	二次场由最大值衰减到一半时所需的时间	ms	反映激电场衰减快慢
视衰减度	D_s	$D_s = \dfrac{\Delta \overline{U_2}}{\Delta U_2(0.25s)}$	%	反映激电场衰减快慢
视激发比	J_s	$J_s = \eta_s \cdot D_s$	%	可突出极化体的激电性
相对衰减时	S_R	$S_R = \dfrac{S_t}{\rho}$	ms	反映激电场衰减快慢（用于找水）
含水因素	M_s	$M_s = \int_a^b S_t(x)\,dx$	$s\cdot m$	反映含水层水量大小（用于找水）
视偏离度	r_s	$r_s = \dfrac{1}{\overline{\eta_i}}\sqrt{\dfrac{\sum_{i=1}^{n}(\eta_i + K\lg t_i - B)^2}{n}}$	%	反映含水层水量大小（用于找水）

复电阻率定义为电位差 $\Delta\tilde{U}$ 对电流 $\tilde{I}$ 和装置系数 K 的归一化。即

$$\rho(\omega) = K\frac{\Delta\tilde{U}(\omega)}{\tilde{I}(\omega)} \tag{4.5}$$

频散率是表征介质激发极化性质的量，是激发极化引起的电位差振幅随频率的变化在极化总场中所占的份额（或百分比）：

$$p = \frac{\Delta U_L - \Delta U_H}{\Delta U_L} \times 100\% \tag{4.6}$$

式中：ΔU_L 是低频信号感应下测得的电位差；ΔU_H 是高频信号感应下测得的电位差。

相位是总场电位差相对供电电流发生的相位移，即

$$\varphi(\omega) = \mathrm{actan}\frac{\mathrm{Im}\Delta U(\omega)}{\mathrm{Re}\Delta U(\omega)} \tag{4.7}$$

复电阻率频谱是描述激电效应强弱的参数，定义为

$$\rho_w = \rho_0\left\{1 - m\left[1 - \frac{1}{1 + (iw\tau)^c}\right]\right\} \tag{4.8}$$

式中：ρ_0 为频率为零时的电阻率；m 为充电率；c 为频率相关系数；τ 为时间常数。

（4）数值计算的等效电阻率法

激发极化法的数值计算常采用等效电阻率法的电阻率数值计算方法，即

$$\rho_i^* = \frac{\rho_i}{1 - \eta_i},\ \rho_s = K\frac{\Delta U_1}{I},\ \rho_s^* = K\frac{\Delta U}{I},\ \eta_s = \frac{\rho_s^* - \rho_s}{\rho_s^*} \tag{4.9}$$

4.2.2 时间域激发极化法

（1）测量参数

时间域激发极化法在实际工作中测量总场电位差、二次场电位差及供电电流，可得到视电阻率和视极化率，由此可组合得到视激电率、视金属因素、视充电率等参数。不同的参数有不同的用途，反映目标极化体的侧面、极化特性亦不同。如半衰时法、二次时差法、含水因素法、偏离度法等。找水实例说明，在相同或相近的地下水赋存条件下，实测衰减时 S 与含水因素 M_s 增高反映了地下水相对富集。S 反映静水量，与含水量正相关；M_s 反映动水量，与涌水量正相关。

（2）装置类型

时间域激发极化法有激电剖面法和激电测深法。从装置形式来看，有二极装置、三极装置、联合剖面装置、中间梯度装置、对称四极装置（施伦贝尔

热装置、温纳装置)、偶极装置、差分装置、五极纵轴装置、环形装置等（见表4.2)。对于激发极化测深来说，有二层曲线、三层曲线和四层曲线，曲线类型见图4.5。

(3) 方法特点

中间梯度装置的一个主要优点是，敷设一次供电导线和供电电极 A 与 B，使能在相当大的面积上测量，具有较高的生产效率。它在 A 与 B 的中间地段测量，接近水平均匀极化条件，故对各种形状、产状和相对导电性的极化体均可得到相当大的异常，而且异常形态较简单，易于解释。其缺点是要求较大的供电电流强度，这位得它的装备比较笨重。

联合剖面装置可得到两条 η_s 曲线，能较准确确定极化体位置（根据反交点）和判断极化体倾向。在详查中为解决特定问题（如确定极化体位置和产状等)，但联剖 η_s 曲线较复杂，地形对异常的畸变也较明显。实际工作中几个电极距作测量，生产效率降低。

偶极装置的激电异常幅度较大，对覆盖层的穿透能力较强。在采用多个偶极间隔系数工作时，兼有剖面法和测深法双重性质，对极化体形状和产状的分辨能力较强。此外，在各种电极装置中，这种装置的电磁耦合干扰最小。偶极装置的缺点是：异常形状较复杂，要求的供电电流较大，生产效率较低，成本较高。

4.2.3 频率域激发极化法

交流激发极化法实际观测中可进行频散率观测，也可进行复电阻率观测。

(1) 复电阻率测量

复电阻率测量利用的是连续的频率谱，测量电场的振幅、相位或实分量、虚分量等参数，由此求出复电阻率，从而了解地下目标体的电性结构特征。复电阻率幅值随频率变化的曲线是激发极化效应的幅频特性曲线。

(2) 频散率测量

频散率又称百分频散效应，是交流激发极化中的主要参数。频散率测量类似于直流激发极化法的装置类型，电源采用交流电源，测量其不同频率的交流电位。视频散率可确定地下目标体的电性特征，从而解决地下环境与工程问题。频散率和极化率有着密切的关系，当频散率的两个频率取极限时，频散率与极化率是一致的。

(3) 相位测量

激电效应导致总场电位差相对于供电电流发生相位移，一般说激电效应越强，相位就越大。相位是描述激电效应强弱的参数。相位与幅频曲线的斜率近

似成正比关系，因此有时用频散率特征代替相位异常特征。

相位测量在一个频率上进行，比测量频散率更为简单和有利，但制作高精度的野外测量仪器比较困难，故基于相位测量的频率域激电的相位激发极化法发展较晚，不如时间域激发极化法和变频法应用普遍。

4.2.4 谱激发极化法

谱激发极化法（SIP）又称为复电阻率法（CR）是以岩矿石电阻率的频谱或时谱特性差异为基础，通过测量大地的视复电阻率频谱或时变电阻率谱或激发极化场的衰减曲线，来寻找极化目标体的一种电法勘探方法。该方法根据描述岩矿石频谱和时谱的谱参数，评价极化异常体，从而解决找矿、找水、环境与工程等问题。

（1）基本参数

Peltont 等人通过实验给出了描述岩矿石激电谱特性的柯尔—柯尔模型（激电谱参数），即

$$\begin{cases}\rho(\omega) = \rho(0)\left[1 - m\left(1 - \dfrac{1}{1 + (i\omega\tau)^{c}}\right)\right] \\ \rho(s) = \rho(0)\left[1 - m\left(1 - \dfrac{1}{1 + (s\tau)^{c}}\right)\right]\end{cases} \tag{4.10}$$

其中：$\rho(w)$ 表示岩石的复电阻率；$\rho(s)$ 为时变电阻率的柯尔—柯尔表达式（通过拉氏变换得到）；$\rho(0)$ 和 $\rho(\infty)$ 分别表示频率为 0，∞时岩石电阻率；m，τ，c 分别为极化率、时间常数和频率相关系数。

（2）方法特征

谱激电法除能提供常规激电法研究的视电阻率 ρ_s 和视极化率 η_s（或视充电率 M_s）外，能得到两个新的谱参数——视时间常数 τ_s 和视频率相关系数 c_s。在许多情况下，就定性而言，视时间常数 τ_s 可以直接用来按结构区分极化体；利用 τ_s 异常可能找到激电强度参数（φ_s 和 m_s 等）没有明显异常的深部矿。所以 τ_s 为 SIP 法研究的主要参数。视频率相关系数 c_s 可用来从矿化围岩中划分出局部富集矿（化）体及按结构区分极化体。SIP 法还有可能从实测频谱中分别提取出激电和电磁效应。除可利用前述分离出的激电视谱参数外，还可利用分离出的电磁效应，特别是用比值参数 $\varphi_s(f_g)$ $/\varphi_s^0(f_g)$ 表示剩余电磁效应（REM）。谱激电法能提供更丰富的信息，特别是 τ，c 和 REM 的信息，能实现分离激电与电磁效应，及按结构区分极化体。

4.2.5 天然场激发极化法

(1) 概述

天然场激发极化法是利用天然大地电流场作为激发源的一种频率域激发极化法，是常规激发极化法和大地电磁法的有机组合。它是利用天然大地电流场作为激发源的一种频率域激发极化法。它是基于丰富的和一定强度的大地电流场的频率成分激发地下极化体，并利用不同频率的电磁场具有不同的穿透深度原理，在极化体上的观测包含极化体电磁效应和激发极化效应的总体信号，再从总体信号中消除电磁影响，提取极化体的激电效应。被动源激发极化法实质上是一种感应型激发极化法，极化体的效应总是在感应效应的背景上表现出来，由此借助大地电磁的测量方法进行测量。实际中采用剖面法或测深法测量的视参数是地下目标体各种效应的综合反映。由于该方法使用被动源天然电流场，装置简单、设备轻便，可在各种复杂地区开展工作。

极化体的效应总是在感应效应的背景上表现出来，可借助大地电磁的EMAP测量方式进行测量。测量的视参数是地下目标体各种效应的综合反映。为了从测量的总体信号中分离出激发极化的效应，采用了低频范围内各频率的天然场视电阻率频散率 P_s 来表示。为了证实方法的可行性，在一已知矿体的勘探线上作了常规主动源的激发极化法测量和天然场激发极化法测量，从异常的位置和形态上两者吻合的较好。

(2) 特点

1）天然场激发极化法在实际应用中具有装备轻便（无供电电缆、无供电电源等）、成本低廉、地形（或交通）条件影响小等特点，在野外工作中具有一定的优越性。

2）野外试验结果表明，天然场激发极化法在一定条件下采用低频段观测可较好地反映矿体异常，表现出该方法寻找极化矿体的可行性和有效性。

3）天然场激发极化法在高频段观测时受干扰影响较大，异常减弱，现有仪器的灵敏度及精度还达不到分离、提取有用信号的程度。因此在天然场激发极化法中，应以观测低频段天然场源激发极化效应为佳。

4）通过天然场激发极化法的野外试验虽然可得到一些认识，但要确立该方法，尚需从理论上和实际工作中做深入的研究。在实际资料处理方面，还需研究更有效、更确切的分离、提取有用信号和图示极化矿体异常的方法。由于实验工作量尚不足，所以需进一步通过不同地区的对比及一个地区的多次重复观测，从野外工作方法、数据处理和资料解释等方面逐步完善该方法。

4.3 电磁感应法

电磁感应法，是以地壳中岩、矿石的导电性、导磁性和介电性为主要物性基础，根据电磁感应原理，通过观测和研究电磁场的空间与时间分布规律，来寻找地下有用矿产资源和解决地质、环境与工程等问题的一组电法勘探方法，简称为电磁法（EM）。

电磁感应法工作的频率较宽，从甚低频到微波，即 $10^{-3} \sim 10^{9}$Hz。

电磁法的种类很多（表4.4），不同的划分依据有不同的名称。

表 4.4 电磁法分类表

<table>
<tr><th colspan="5">变种方法</th><th>工作场合</th></tr>
<tr><td rowspan="11">频率域电磁法</td><td rowspan="7">频率域电磁剖面法</td><td rowspan="2">被动源法</td><td colspan="2">音频天然电场法</td><td rowspan="2">地面航空</td></tr>
<tr><td colspan="2">甚低频法</td></tr>
<tr><td rowspan="5">主动源法</td><td rowspan="2">大定源回线法</td><td>实、虚分量法</td><td rowspan="5">地面
航空
井中</td></tr>
<tr><td>振幅比－相位差法</td></tr>
<tr><td rowspan="3">电/磁偶极剖面法</td><td>虚分量－振幅比法</td></tr>
<tr><td>水平线圈法</td></tr>
<tr><td>倾角法</td></tr>
<tr><td rowspan="4">频率域电磁测深法</td><td rowspan="2">被动源法</td><td colspan="2">大地电磁测深法</td><td rowspan="4">地面</td></tr>
<tr><td colspan="2">音频大地电磁法</td></tr>
<tr><td rowspan="2">主动源法</td><td colspan="2">频率测深法</td></tr>
<tr><td colspan="2">可控源音频大地电磁法</td></tr>
<tr><td rowspan="3">时间域电磁法</td><td colspan="4">瞬变电磁剖面法</td><td>地/航/井</td></tr>
<tr><td colspan="4">瞬变电磁测深法</td><td>地面</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td></td></tr>
</table>

从场源形成上可以分为人工场源和天然场源两种，其中人工场源又可分为连续波场、辐射场和瞬变脉冲场。连续波场是向大地发射连续的电磁场，在发射的同时，观测场的空间分布，也可以改变发射频率，从而研究异常场随频率的变化。这种形式的电磁法称为频率域电磁法，其工作频率一般低于 10^{5}Hz。当电磁场的频率超过 10^{5}Hz 时，电磁场以波动形式传播，这种情况下，主要利用岩、矿石对电磁波的反射、透射及吸收特性来研究有关的地质问题，这种形

考虑以下几项：

（1）与检查目标直接相关的主要业务。如为了检查企业有无多计产品成本的情况，则应以产品成本明细账、制造费用明细账等作为抽查对象。再如为了检查企业是否存在不合法的折扣、折让冲减销售收入，则应以销售收入明细账为抽查对象。

（2）内部控制中的薄弱环节。内部控制是指一个单位的各级管理层，为了保护其经济资源的安全、完整，确保经济和会计信息的正确可靠，利用单位内部分工而产生的相互制约，相互联系的关系，形成一系列具有控制职能的方法、措施、程序体系。

被查对象内部控制制度的建立与健全程度以及执行情况，直接影响着会计资料和经济业务的真实与准确程度。反之，被查对象有着严格的内部控制制度，但其提供给税务检查人员的某些或者全部会计资料上没有内部控制手续或控制手续不全，也是不正常现象，应以其经济业务和会计资料作为抽查对象。例如，被查对象的出入库凭证没有附在相应购货、销货记账凭证后面的，则被查对象的货物保管环节的内部控制制度可能存在漏洞，或者被查对象故意隐瞒了相应凭证，无论哪种情形，检查人员都需要将出入库凭证作为抽查对象进行检查。

（3）经济业务中重要的或关键的项目。这里所指的重要的或关键的项目，取决于经济业务的性质，一般根据其时间先后、价值高低、数量多少、用途大小等决定。如对库存材料、库存产成品等存货的检查，应以那些收发频繁、数量多、价格高、用途或销售渠道广、保管差的存货作为抽查的对象。

（4）容易发生错弊的项目。如“预收账款”、“在建工程”、“库存商品”、期间费用等科目，在实际工作中极容易发生涉税问题，应将其作为抽查对象。

（5）可疑事实或异常现象。如被查单位的“应收账款”、“原材料”、“现金”等账户出现的贷方余额，可将其作为抽查对象重点进行检查。

2. 确定抽查范围

根据检查目标和检查所涉及的税款所属期间确定抽查的时间范围、资料范围和业务范围。需要说明的是，抽查范围不是固定不变的，而是根据被查单位情况的变化而扩大或缩小。如检查人员在检查被查对象有关账簿中发现较多问题，并且有可能涉及以前或以后年度，可能需要延伸检查规定期限外的账簿资料，则有关抽查范围也需要相应扩大。

3. 确定抽查的数量

检查人员在确定了抽查对象、抽查范围之后，应确定抽查数量，即确定抽查多少样本，抽查哪些样本。抽查数量必须恰当，否则，样本过少不能代表总体的特征，会影响检查结果的准确性；样本过多，则会造成检查费用过高，影响检查工作效率。一般来说，在确定抽查数量时，应综合考虑以下因素：

（1）总体规模的大小。抽查数量根据总体规模的大小而定。凡是总体规模较大的，抽查数量就可以相对多一些；总体规模较小，抽查数量就可以相对少一些。

（2）内部控制的强弱程度。被查单位内部控制较强，抽查的数量可相对减少；反之，抽查的数量可相对增加。

（3）抽查的重点。对于确定的抽查对象可根据其重要程度划分重点、一般和稍作抽查三个层次，其中重点抽查部分应占全部抽查对象的70%以上。

真空的磁导率 μ_0。

（2）物理基础

电磁法物理基础是地下导体的电磁感应模型（图4.9）。

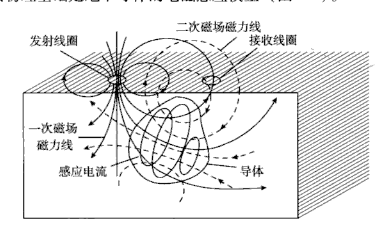


图4.9 电磁感应模型

发射线圈中供以谐变电流，在线圈周围产生一次谐变磁场。在一次谐变磁场作用下，在线圈周围产生涡旋电场。在涡旋电场（感应电动势）作用下，地下良导地质体中形成感应电流。地质体中的感应电流在其周围空间产生二次磁场。二次磁场与一次磁场形成总磁场。

（3）数理基础

麦克斯韦方程组和状态方程式（4.11）是电磁场遵从的方程组，由此导出不同电磁分支方法在不同条件下的各种表达式：

$$\begin{cases}\nabla \times E = -\dfrac{\partial B}{\partial t} \\ \nabla \times H = j + \dfrac{\partial D}{\partial t}, \\ \nabla \cdot B = 0 \\ \nabla \cdot D = q\end{cases} \qquad \begin{cases}D = \varepsilon E \\ B = \mu H \\ j = \sigma E\end{cases} \tag{4.11}$$

式中：E 为电场强度；B 为磁感应强度；D 为电位移矢量；H 为磁场强度；J 为电流密度；q 为自由电荷密度；ε，μ，σ 分别为介电常数、磁导率的电导率。

4.3.1.3 电磁法的传播特性

（1）特性参数

平面电磁波垂直入射各向同性大地介质中，电磁波为沿 z 方向按 E 偏振和 H 偏振波方式传播，E 偏振为 TE 波，H 偏振为 TM 波。求解波动方程可得到

其解的电磁波的传播规律。

谐变电磁场：$E_y = E_{x_0}\mathrm{e}^{-bz}\mathrm{e}^{\mathrm{i}(\omega t+az)}$，　　$H_y = H_{y_0}\mathrm{e}^{-bz}\mathrm{e}^{\mathrm{i}(\omega t+az)}$

波矢量（传播系数）：$k = \sqrt{\omega^2\mu\varepsilon - \mathrm{i}\omega\mu\sigma}$

相位系数：$a = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}\sqrt{\frac{1}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2}+1\right]}$

电磁波的衰减系数，或吸收系数：$b = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}\sqrt{\frac{1}{2}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2}-1\right]}$

趋肤深度（忽略位移电流时）：$\delta \approx 503\sqrt{\rho/f}$

相速度：$\nu = \frac{\omega}{a} = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}}$

波长：$\lambda = \sqrt{10\rho/f}$

波阻抗：$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \sqrt{\omega\mu\rho}\,\mathrm{e}^{-\mathrm{i}\pi/4}$

电阻率：$\rho = \frac{1}{\omega\mu}|Z_{xy}|^2 = \frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2$

相位：$\varphi = \arg\left(\frac{E}{H}\right)$

（2）二次场频率特性

当频率很低时，感应电流的实分量（及其产生的二次磁场实分量）近似与频率的平方成正比增加；当频率趋于无穷时，它趋于一个渐近值。当频率很低时，感应电流的虚分量（及其产生的二次磁场虚分量）近似与频率成正比增加；当频率趋于无穷时，它趋于零；在某个中间频率时，它取得极大值（图 4.10）。

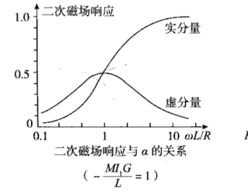


图 4.10　二次场频率特性曲线

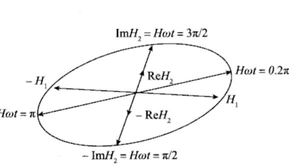


图 4.11　总场椭圆极化

（3） 总场椭圆极化

频率相同、相位不同、空间方向也不同的两个谐变场合成的总场矢量端点在一个周期内的变化轨迹为一椭圆，这时称总场为椭圆极化的。

总磁场矢量端点在一个周期内的变化轨迹为一椭圆（图4.11），总磁场为椭圆极化。电磁场的椭圆极化现象是存在感应二次场的重要特征，它反映了良导地质体的存在。因此，可以利用电磁场的椭圆极化现象探测良导目标地质体。

4.3.2 大地电磁测深法

大地电磁测深法又称为MT（Magnetotelluric）法，是一种利用天然电磁场进行电磁测深的方法。这种方法在石油、天然气及矿产资源领域中用途较为广泛，在环境与工程勘查和地下水调查中有一定的应用。

大地电磁测深法应用于水平层状介质，通过改变电磁场频率的办法达到测深的目的。应用的频率为$10^{-4}\sim10^{2}$Hz，具有较大的勘探深度。

大地电磁测深法的主要优点是，无供电设备。装备轻便，有丰富较宽的频谱，高导层上穿透能力强，勘探深度大，场源为垂直入射的水平极化平面电磁波，理论研究较为简单。

（1） 水平层状大地上视电阻率理论曲线

在n层水平层状大地中，各层电导率分别为σ_1，σ_2，…，σ_n，各层的厚度分别为h_1，h_2，…，h_n，磁导率为μ_0，第j层的阻抗由固有阻抗z_j^0和其以外的阻抗R_j组成，则R_j有递推公式：

$$\begin{cases} R_j = \dfrac{\sqrt{\rho_{j+1}}R_{j+1} + \sqrt{\rho_j}\tanh(ik_jh_j)}{\sqrt{\rho_j} + R_{j+1}\sqrt{\rho_{j+1}}\tanh(ik_jh_j)} \\ R_n = 1 \end{cases} \quad (j = n-1, n-2, \cdots 2, 1) \tag{4.12}$$

式中：k_j为第j层的复波数。

$$\begin{cases} \rho_\omega = \dfrac{1}{\omega\mu_0}|Z_1|^2 = \dfrac{1}{\omega\mu_0}|Z_1^0R_1|^2 = \rho_1|R_1|^2 \\ \varphi_\omega = \arg(Z_1^0R_1) = \arctan\dfrac{\operatorname{Im}(Z_1^0R_1)}{\operatorname{Re}(Z_1^0R_1)} \end{cases} \tag{4.13}$$

三层地电断面的测深曲线有四种类型，即A，H，K，Q型（图4.12）。在高频时，视电阻率曲线的左支趋于第一层介质的电阻率；在低频时，视电阻率曲线右支的变化规律则由基底电阻率决定。基底电阻率大大高于上覆各层的电阻率时，可以根据视电阻率曲线的右支渐近线确定上覆各层的总纵向电导，

但不能确定上覆各层的总厚度。基底电阻率大大低于上覆各层的电阻率时，可以根据视电阻率曲线的右支渐近线确定上覆各层的总厚度，但对上覆各层的电阻率大小没有反映。在中间频段上，随着频率从高到低变化，视电阻率曲线的值依次反映由浅到深的地层电阻率的变化。中间层的厚度以及其电阻率的相对差异大小则决定视电阻率曲线的变化幅度。这与直流电测深视电阻率曲线随极距从小到大的变化规律是基本相同的。但是相对于直流电测深来说，电磁测深对高阻中间层反映能力较弱。

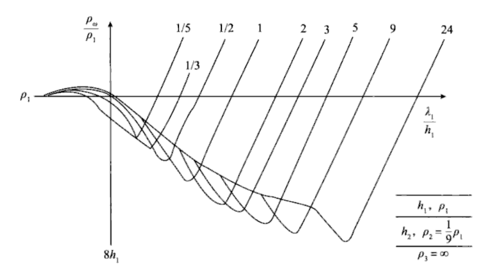


图 4.12　三层 H 型大地视电阻率理论曲线

由于大地电磁测深曲线存在 S 等值性和 T 等值性，说明大地电磁测深对薄层的分辨力较弱。对于高阻薄层，在等值范围内，只能确定其厚度，无法确定电阻率值。对低阻薄层，就只能确定薄层的纵向电导 S，不能单值地确定其厚度和电阻率。薄层是相对的概念，对于浅部薄层大地电磁测深的分辨力还是较强的。

(2) 大地电磁测深数据采集和资料解释

大地电磁测深一般要测量相互正交的两个水平电场 E_x，E_y，和相互正交的两个水平磁场 H_x，H_y（实际测量中，还测量垂直磁场 H_z）。用两对不极化电极测量两个水平电场，电极距一般为 50～200m（实际测量中采用所谓远参考系统或 EMAP 方式）。在实际工作中，要将测得的电磁场数据按照使 Z_{xx} 和 Z_{yy} 最小化的原则换算成为坐标轴绕 z 轴旋转一个角度的数据，使旋转后的 x，y 轴平行或垂直于构造走向，再用换算后的水平电磁场数据计算一对相互正交的波阻抗和视电阻率：

$$\rho_{xy}=\frac{1}{\omega\mu}|Z_{xy}|^2=\frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2;\quad \rho_{yx}=\frac{1}{\omega\mu}|Z_{yx}|^2=\frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_y}{H_x}\right|^2 \tag{4.14}$$

写成数值方程为

$$\rho_{xy}=\frac{0.2}{f}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2,\quad \rho_{yx}=\frac{0.2}{f}\left|\frac{E_y}{H_x}\right|^2 \tag{4.15}$$

大地电磁测深资料解释的方法较多，现主要采用拟合反演解释方法。大地电磁测深资料解释与直流电测深一样，对大地电磁测深资料解释必须遵循从已知到未知，由易到难，定性解释和定量解释相结合及反复深化的原则。对大地电磁测深曲线的解释即是对曲线分层的反演，主要是应用电子计算机进行自动拟合的方法。

4.3.3 可控源音频大地电磁法

（1）概述

可控源音频大地电磁法（CSAMT）是在大地电磁法（MT）和音频大地电磁法（AMT）的基础上发展起来的一种人工源频率域测深方法，实质上是人工源卡尼亚电阻率测深法。

CSAMT 法采用的人工场源有磁性源和电性源两种，电性源应用较多。磁性源是在不接地的回线或线框中，供以音频电流产生相应频率（$n\times10^{-1}$ ~ $n\times10^{3}$ Hz）的电磁场。磁性源产生的电磁场随距离衰减较快，故其探测深度较小（$<1/3r$）。电性源是在有限长（1 ~ 3 km）的接地导线中供音频电流，以产生相应频率的电磁场（电偶源场）。供电电源功率不同，电偶源收发距可达几到十几千米，因而探测深度较大（通常可达 2km）。

根据场源和测量方式的不同可将 CSAMT 有四类测量方式（图 4.13），即两种标量测量、矢量测量、张量测量。

在实际工作中，通过沿一定方向（设为 x 方向）布置的接地导线 AB 向地下供入某一音频的谐变电流，在其一侧或两侧 60°张角的扇形区域内（$r>4\delta$ 的远区），沿 x 方向布置测线（图 4.14），逐个测点观测沿测线（x）方向相应频率的电场分量和与之正交的磁场分量，进而由式（4.16）计算出卡尼亚视电阻率和阻抗相位。增大供电电极距 AB 和电流 I，可使待测电磁场信号增强，可提高信噪比。即

$$\rho_{xy}=\frac{0.2}{f}\left|\frac{E_x}{H_y}\right|^2,\quad \varphi_z=\varphi_{E_x}-\varphi_{B_y} \tag{4.16}$$

野外观测完成一整套频率的测量只需 1h 左右。通常，一个台班可完成几个乃至 10 个排列的观测，即完成数 10 个频率测深点，生产效率高。

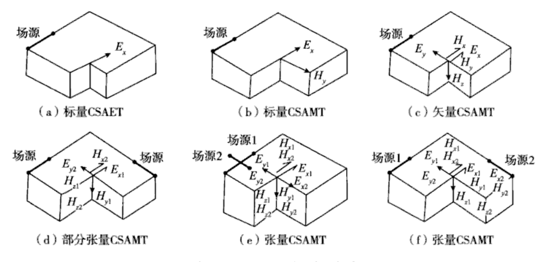


图 4.13 CSAMT 的测量方式

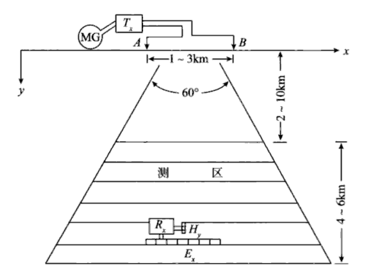


图 4.14 CSAMT 测区布置示意图

MG—供电电源；T_x—发送机；AB—供电电极；

R_x—8 道接收机同时测量其 E_x，H_y

(2) 近场效应及校正方法

由于 CSAMT 发送功率有限，为保持足够强的观测信号，收发距 r 总是有限的，在中、低频率上，r 相对趋肤深度 $\delta=\sqrt{2\rho/\omega\mu}$ 不是很大时，电磁场进入“近区”（$r/\delta\ll1$）或“过渡区”（$r/\delta\approx1$）。卡尼亚视电阻率计算公式是对远区（或称波区，$r/\delta\gg1$）导出的。在过渡区或近区，卡尼亚视电阻率 ρ_s 将发生畸变，即使在均匀大地条件下其 ρ_s 也明显偏离大地的真电阻率，这称为非

波区场效应或近场效应。

近场效应校正（计算全频域视电阻率）是在给定的收发距 r 和测点方位角 θ，测出各频率 f 的卡尼亚视电阻率 ρ_s^c 后，可按如下步骤作近场校正：①由实测 ρ_s^c 计算归一化视电阻率 $\rho_s^n=\dfrac{\rho_s^c}{\omega\mu_0 r^2}$；②根据 θ 的值选取相应区段的幂指数多项式，计算感应数 P，$P=\sum\limits_{j=1}^{3}a_j(\rho_s^n)^{a_j}$；③计算全频域近场校正的视电阻率 $\rho_s=\dfrac{\omega\mu_0}{2}\dfrac{r^2}{P^2}$。

（3）静态效应及校正方法

静态效应是指测点处下部的局部低阻或高阻引起测深曲线形态不变，而整体上升或下降的现象。静态效应可以理解为浅部电性不均匀界面上积累电荷的影响，所有进行电场测量的方法，包括直流电测深、大地电磁测深和频率电磁测深都会出现这种现象。由于静态效应的影响，在视电阻率断面等值线图上出现很多纵向的等值线，使得利用视电阻率断面等值线图进行资料定性解释变得困难。利用水平地层模型进行一维定量解释时，静态效应使定量计算结果发生偏差。浅部的局部低阻引起测深曲线的整体下降将使算得的地层电阻率和厚度（与视电阻率的平方根）成比例地降低；浅部的局部高阻引起测深曲线的整体上升将使得地层电阻率和厚度成比例地增大。

局部地形起伏造成的影响与静态效应的影响是非常相似的。山脊的影响类似于浅部的局部低阻的影响，山谷的影响类似于浅部的局部高阻的影响。

静态效应的校正方法有空间滤波法、实测相位法、实测磁场法。

空间滤波法作静校正是通过空间域的低通滤波器来压制静态效应的方法。直接对阻抗相位资料进行解释，就可避免静态效应的影响。实测磁场法是基于地下局部不均匀体表面积累电荷形成附加电场对磁场分量几乎无影响的条件，直接利用实测磁场分量计算视电阻率，便可避免静态效应。

4.3.4 瞬变电磁法

瞬变电磁法（Transient Electromagnetic Method，简称 TEM）是近年来发展起来的时间域电磁勘探方法。它是利用一定波形的电磁脉冲激发，在一次场断电后（一般选 0.1～20ms 范围内），观测二次场随时间的衰减特性。二次电磁场早时阶段的信号反映浅部地电特性，而晚时阶段的信号反映较深部的地电断面，由此达到测深的目的。

瞬变电磁法的场源用接地导线或者水平载流回线来发射电磁场，称为电性

源或磁性源，或为水平电偶极子或垂直磁偶极子。磁性源用不接地的大回线、大线框，或磁偶极子发射的一次场为周期性的方波、半正弦波、三角波等不同形式的脉冲磁场。在脉冲磁场发射过程中，地下良导体内部产生感应涡流。在人工脉冲磁场关断后涡流磁场不立即消失，而是大致按指数规律衰减，即为瞬变磁场。其衰减的过渡过程是涡流在矿体内因热损耗消失的过程。

目前瞬变电磁法使用较多的是方波脉冲的不接地回线场源，相当于垂直磁偶极子场，主要观测其关断后的瞬变电磁场。

瞬变电磁法具有几个优点：①断电后观测纯二次场，可以进行近区观测，减少旁侧影响，增强电性分辨能力；②可用加大发射功率的办法增强二次场，提高信噪比，增加勘探深度；③通过多次脉冲激发，场的重复测量叠加和空间域拟地震的多次覆盖技术应用，提高信噪比和观测精度；④通过选择不同的时间窗口进行观测，有效地压制地质噪声，可获得不同勘探效果。

4.3.4.1 常用装置及特点

地面瞬变电磁法有剖面法和测深法，工作装置常用的有重叠回线、中心回线、分离回线、框—回线等装置。

重叠回线和中心回线两种装置的发射和接收回线中心点位置相同，又称为同点装置。发、收回线共用同一回线，称为共圈回线。分离回线装置（或称为偶极装置），发、收线圈保持固定间距在测线上移动。框—回线装置又称为大回线定源装置，是发射回线采用边长数百米到 1000 ~ 2000m 的矩形回线，在回线内外布置测线，用小型线圈或探头沿测线观测。

4.3.4.2 场的特性

均匀大地上垂直阶跃磁偶极子的时间域电磁场（磁矩强度为 M）的频谱进行逆傅里叶变换，可得到均匀大地上垂直阶跃磁偶极子的时间域电磁场表达式（4.17）。

$$M(t) = \begin{cases} M & t < 0 \\ 0 & t > 0 \end{cases}, \qquad M(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} M(t)\mathrm{e}^{i\omega t}\mathrm{d}t$$

$$\begin{cases} H_r(t) = \dfrac{M}{4\pi r^3} 4\mathrm{e}^{-u^2/4}\left[(2 + u^2/4)I_1 u^2/4 - u^2/4 I_0 u^2/4\right] \\ H_z(t) = \dfrac{M}{4\pi r^3}\left[(1 - 9/u)\Phi(u) + \sqrt{2/\pi}(9/u + 2u)\mathrm{e}^{-u^2/2}\right] \\ E_\varphi(t) = \dfrac{3M\rho}{2\pi r^4}\left[\Phi(u) - \sqrt{2/\pi}(1 + u^3/3)u\mathrm{e}^{-u^2/2}\right] \end{cases} \quad (4.17)$$

其中：$u = 2\pi r/\tau$；$\tau = \sqrt{2\pi\rho t \times 10^7}$。

时间域电磁法中，主要采用中心回线和框—回线装置，测量只涉及$\partial B_z/\partial t$和E_φ。均匀大地表面垂直阶跃磁偶极子的瞬变电磁场特征受参数τ/r的限制，时间域电磁场可根据τ/r的大小，分为早期和晚期。当$\tau/r \to 0$或$u \to \infty$的时间称为早期电磁场；当$\tau/r \to \infty$或$u \to 0$的时间称为晚期电磁场。

早期电磁场和晚期电磁场的时间特性取决于场的延迟时间t、观测点到场源的距离r，及介质的导电性ρ。在导电性很好的介质中或者到场源的距离很远的地方，在较大的延迟时间仍然处于早期；如果介质导电性很差，或者到场源的距离很近，可能在较小的延迟时间就已经处于晚期了。

（1）早期特征

早期电磁场是指$\tau/r \to 0$或$u \to \infty$的情况，一般将$\tau/r < 2$作为早期的条件。这个条件对于发—收距很小的重叠回线或中心回线装置（如果回线边长为a，则等效$r = a/\sqrt{\pi}$）来说是很难达到的。因此早期视电阻率曲线一般是用较大的收—发距测得的，故称为远区瞬变电磁测深曲线。垂直阶跃磁偶极子的早期电磁场和视电阻率表达式为

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{9M\rho}{2\pi r^5}, \quad E_\varphi(t) = \frac{3M\rho}{2\pi r^4}, \quad \rho_r^B = \frac{2\pi r^5}{9M}\frac{\partial B_z}{\partial t}, \quad \rho_r^E = \frac{2\pi r^4}{3M}E_\varphi(t) \tag{4.18}$$

早期瞬变电磁场特征：①早期电磁场与大地电阻率ρ成正变关系，即大地导电性越差，早期瞬变电磁场越强。②早期电磁场随距离r增加衰减很快，这表明早期感应电流集中于发射场源附近。③早期磁场强度随时间t的变化是线性的，电场强度则与时间无关。

（2）晚期特征

晚期电磁场是指$\tau/r \to \infty$或$u \to 0$的情况，一般将$\tau/r > 16$作为晚期的条件。对于发—收距很小的重叠回线或中心回线装置容易达到晚期的条件。通常晚期视电阻率曲线是用比探测目的层深度小的发—收距测得的，所以又称为近区瞬变电磁测深曲线。垂直阶跃磁偶极子的晚期电磁场和视电阻率表达式为

$$\begin{cases} \dfrac{\partial B_z}{\partial t} = \dfrac{M\mu_0}{20t}\left(\dfrac{\mu_0\sigma}{\pi t}\right)^{3/2}, \quad E_\varphi(t) = \dfrac{Mr\mu_0}{40t}\left(\dfrac{\mu_0\sigma}{\pi t}\right)^{3/2} \\ \rho_r^B = \dfrac{\mu_0}{4\pi t}\left[\dfrac{2\mu_0 M}{5t\dfrac{\partial B_z}{\partial t}}\right]^{2/3}, \quad \rho_r^E = \dfrac{\mu_0}{4\pi t}\left(\dfrac{r\mu_0 M}{5tE_\varphi(t)}\right)^{2/3} \end{cases} \tag{4.19}$$

晚期瞬变电磁场特征：①晚期瞬变电磁场与大地电阻率ρ成反比关系，即大地导电性越差，电磁场越弱。这是磁场经早期衰减的缘故。②晚期垂直磁场（及其时间导数）强度与位置无关（均匀场），这说明大地中感应电流已扩散

到无限深。③晚期瞬变电磁场随时间 $t^{5/2}$ 成反比地迅速衰减。

(3) 瞬变特征

地下任一时刻涡旋电流在地表产生的磁场可以等效为一个水平环状线电流的磁场。在发射电流刚关断时，该环状线电流紧挨发射回线，与发射回线具有相同的形状。随着时间推移，该电流环向下、向外扩散，并逐渐变形为圆电流环。等效电流环很像从发射回线中"吹"出来的一系列"烟圈"，因此，人们将地下涡旋电流向下、向外扩散的过程形象地称为"烟圈效应"。

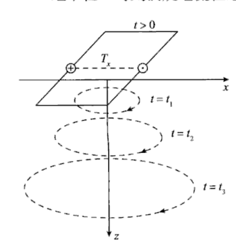


图 4.15　地下感应电流等效电流环示意图

当发射线圈半径 a 相对于"烟圈"半径 r（深度 d）很小时，"烟圈"将沿 θ（47°）的倾斜锥面，以 v 大小的速度向下传播（图 4.15）。扩散的速度与大地电导率有关，导电性越好，扩散速度越慢，这意味着在导电性较好的大地上，能在更长的延时后观测到大地瞬变电磁场。

$$r = \sqrt{0.3479 \times 10^7 \rho t + a^2}, \quad d = \sqrt{1.2732 \times 10^7 \rho t} \tag{4.20}$$

$$\theta = \arctan \frac{d}{r} \approx 47°, \quad v = \frac{\partial d}{\partial t} = \sqrt{1.2732 \times 10^7 \rho / t} \tag{4.21}$$

从"烟圈效应"的观点看，早期瞬变电磁场是由近地表的感应电流产生的，反映浅部电性分布；晚期瞬变电磁场主要是由深部的感应电流产生的，反映深部的电性分布。因此，观测和研究大地瞬变电磁场随时间的变化规律，可以探测大地电性的垂向变化。

4.3.4.3 异常曲线

(1) 测深曲线

瞬变电磁测深是以观测导电地层中感应电流的磁场来工作的，对良导层的探测能力比高阻层更强。对良导薄层来说，中间层导电性越好，其 ρ_τ 曲线与均匀大地的 ρ_τ 曲线差异越明显。图 4.16 为三层大地晚期视电阻率曲线，从图可见，ρ_τ 曲线左支与相应的二层曲线相同，右支趋于第三层的电阻率。中间层导电性不同有不同的影响，H 型曲线有明显的极小值，K 型曲线有明显的极大值。当中间层厚度较小时，A 型和 Q 型曲线分别与二层 G 型和 D 型曲线相似。瞬变电磁测深是以观测导电地层中感应电流的磁场来工作的，因此它对良

导层具有比高阻层更强的探测能力，也就是说瞬变电磁法探测良导薄层的能力较强。

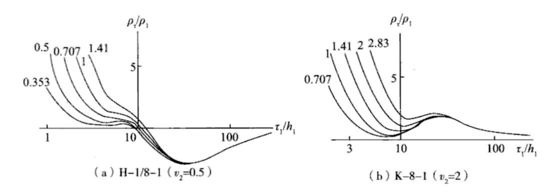


图 4.16　三层大地晚期视电阻率曲线

（2）剖面曲线

瞬变电磁剖面工作中，通常选择同点装置（重叠回线和中心回线装置），测量结果绘制测量线圈感应电动势相对于发射电流归一化值（V/I）——测点的剖面曲线。

图 4.17 为水平良导圆柱体上重叠回线装置的物理模拟得到的多道 $V/I-X$（测点）异常剖面曲线。从图中可见，重叠回线在水平良导圆柱体上的磁场异

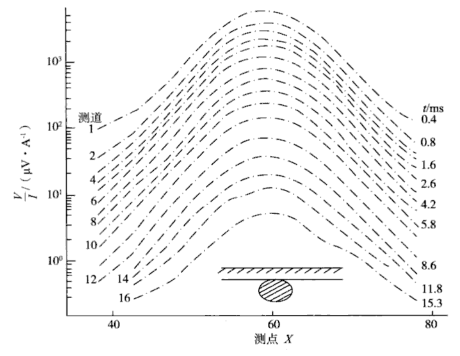


图 4.17　水平良导圆柱体上重叠回线装置的多道 $V/I-X$ 异常剖面曲线

常曲线为一正的单峰对称异常。在圆柱体正上方，发—收回线距离圆柱最近，与圆柱的耦合最好，形成最强异常。

4.3.4.4 野外工作方法

瞬变电磁法野外工作布置与信号采集的质量密切相关，就野外工作的几个问题简单介绍。

(1) 装置选择

工作装置的选择应根据勘探目的、施工条件和各种装置的特点等因素综合考虑决定。如果探测目标深度在数百米以内，要求达到较高的分辨率，围岩导电性较好（易产生集流效应）时，应选择同点装置。

(2) 回线布置

回线布设应避开所有金属物体，远离高压电力线。增大接收回线边长时，增大了有效信号与干扰信号的强度。一般都应选择尽可能小的回线边长，同点装置可探测深度为 1 ~ 2 倍回线边长的良导体。因此，采用同点装置时，回线边长应大约等于 0.5 倍探测深度。采用框—回线装置时，发射回线边长可等于或略大于拟探测深度。

(3) 测量道和测量时间范围

瞬变电磁法的测量是在发射电流断电之后进行的多次采样，每采一个样称为一道，多数仪器规定了采样道数。最早采样时间大约在断电后 0.01 ~ 0.1ms，最晚采样时间大约在断电后 10 ~ 100ms。测量的延迟时间越晚，勘探深度越大。

(4) 叠加次数的选择

为了压制测区的电磁干扰信号，提高观测资料的信噪比，计数需进行多次叠加。但叠加次数的选取应兼顾数据质量和观测速度。

(5) 供电电流强度的确定

可根据所用装置及最大延时观测信号达到最低可分辨信号水平计算出供电电流强度。

(6) 噪声水平的观测

不同观测点的噪声水平并不完全一致，为确定各观测点晚期数据的观测精度，必须在每个测点上或相间几个测点上测量噪声大小。

4.3.4.5 实际应用

(1) 确定垃圾场的污染范围

在澳大利亚珀斯一个生活垃圾场上曾利用瞬变电磁法来圈定它的污染范围。接收回线布置在直径 25m 的发射回线中心，为了确定淋滤液的整体范围，共测量了 83 个 TEM 测深点，除了污染区本身，还扩展到周围的背景区。根据

TEM 确定的污染区与钻井的资料吻合。

（2）探测灰岩溶洞

青岛至银川国道主干线经过山西省境内的吕梁地区，而汾阳至离石段 A 线薛公岭一带灰岩溶洞的赋存直接影响公路线路的设计和隧道的开挖。因此，需要在设计前迅速准确查明该区地下灰岩溶洞的范围和大小。测区内地形复杂，条件恶劣，于是采用大回线瞬变电磁法进行探测，解释成果得到了钻孔验证，取得了很好的经济效益。

瞬变电磁测深仪的工作参数中选择发射线圈为 150m × 100m，接收线圈为 5m × 5m × 10 匝，25Hz 基频，测量 20 道，点距 5m，线距 5m。测量结果及解释由图 4.18 给出。视电阻率等值线图上，1 ~ 3 测道的视电阻率横向变化大，

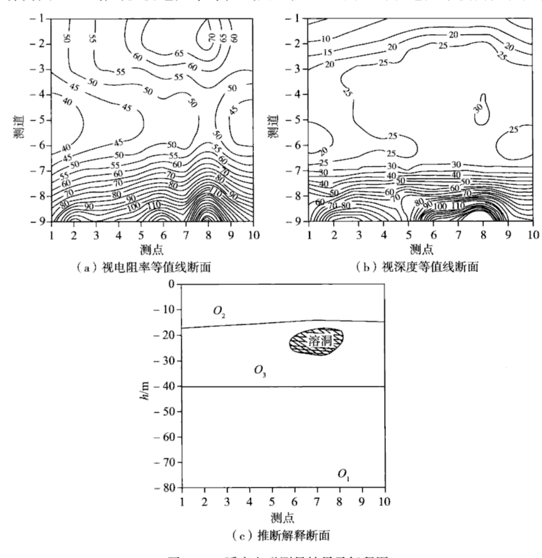


图 4.18 瞬变电磁测量结果及解释图

局部有高阻异常。视深度等值线图上，1~3测道也有明显的向上弯曲现象，说明地下存在一相对高阻体，定性解释为灰岩溶洞。结合相关地质资料解释结果为溶洞的顶部深度为20~25m，溶洞高度小于6~8m。而钻孔在该测线6号点附近的验证结果为地下溶洞顶部深度20m，溶洞高6m，与资料解释完全一致。

4.3.5 甚低频电磁法

甚低频电磁法（Very Low Frequency EM Method，简称VLF）是一种天然源电磁方法，它利用超长波通讯电台所发射的电磁波为场源，通过在地表、空中或地下探测场的参数变化，从而达到找矿或解决有关环境与工程地质问题的目的。超长波通讯电台的功率一般比较强大（$n\times10^2\sim n\times10^3$kW），信号稳定，工作频率约为15~25kHz。在无线电工程中，这种频率段称为甚低频，但在电法勘探方法中属于高频电磁法的范畴。甚低频发射天线向外的辐射场包括电分量和磁分量，离开发射台数千千米远方传来的甚低频电磁场波是在电离层和地面组成的波导中传播，因而有传播很远、衰减小、噪音低和场强比较稳定等特点，可以作为场源供勘测使用。

甚低频法无需发射设备，装备轻便，成本低，工作效率高，矿产勘探、环境与工程勘探、找水以及进行地质填图等方面取得了很好的地质效果。该方法的缺点是探测深度不大。在电阻率小于30Ω·m的含粘土地层中，探测深度仅能达15m。它受地形和VLF场强度的日变影响。

4.3.5.1 基本原理

甚低频电台发射的电磁波，在大地表面与电离层下界面之间的波导层中可以传播到很远的地方，在远离电台地区的电磁场由天波和地波两部分组成。天波是指在地面与电离层之间反复反射而传至测点的电磁波，地波是指从场源经空气直接传至测点的电磁波。当大地为有限导电介质时，近地表处天波的电场强度近于零，而地波的电场强度可分解为垂直分量和水平分量。由于发射天线是垂直的，故其磁场分量为水平，且垂直于波的前进方向。当地下存在走向与电磁波前进方向一致的良导体时，由于一次磁场垂直于地质体走向，将在其中感应出最大的涡旋电流及相应的二次磁场（图4.19）。通过对VLF波阻抗的测量可获得大地导电特性的信息，这便是利用VLF法勘探的理论基础。

野外作业时，先将接收机校准于所选电台的频率，使接收机线圈面沿垂直轴转动，当接收的信号最大时，线圈面所指的方向即为电台方向。然后照准该方向（即以该方向为水平轴）观测总场的振幅和倾角、电场水平分量E_x、磁

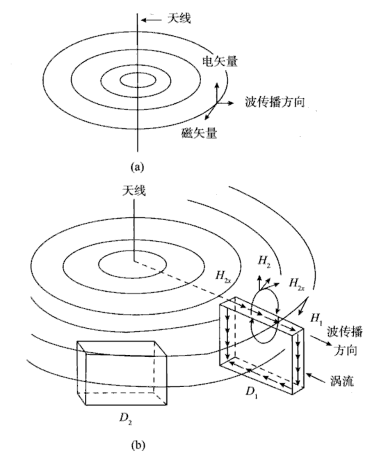


图 4.19 甚低频电磁法的电磁场空间分布示意图

场的垂直分量 H_z 和水平分量 H_y、极化椭圆倾角 D 等。根据 H 和 E 可计算出卡尼亚视电阻率 ρ_s：

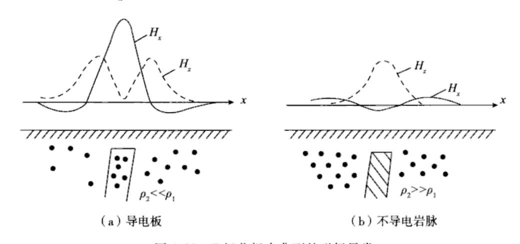
$$\rho_s = \frac{1}{5f}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)^2 \tag{4.22}$$

一般沿测线观测，点距 = MN = 10m，信号弱时可增大 MN 长度，把观测到的 ρ_s，H_z，H_y 及 E_x 以横坐标为点号，纵坐标为相应参数绘制出曲线图，因而可以从曲线的高低变化反映出地下的电性不均匀情况。

4.3.5.2 异常场特征

在研究远离发射源的甚低频电磁场时，像 MT 法那样也可分为电场极化（E 极化）和磁场极化（H 极化）两种情况。当电场矢量 E 的方向平行于岩层走向时，这种一次场称为 E 极化。而当磁场矢量 H 的方向沿着岩层走向，矢量 E 垂直于岩层走向时，这种一次场就称为 H 极化。

在 E 极化的情况下，感应出的涡流主要是沿着岩层走向的方向。如果地下勘探目标是导电的，则由于在其中形成涡流的集中而产生异常的磁场，在目标的地表上方可观测到水平分量 H_x 的极大值。如良导体、两种介质的接触带上的异常，如图 4.20 所示。从图可见，目标体正上方磁场垂直分量等于零，而其两侧有两个极大值，说明纵向涡流集中在异常体的顶部。异常的大小或幅度取决于异常体存在状态和周围介质的导电性。如石英脉或没有充填的岩溶空洞的高阻目标体，在 E 极化场中的反映很弱。如金属导管、地下电缆、电话线、电力线等人工导体以及局部地形都会对异常场产生很大的影响。在山脊上由于电流的集中 H_x 出现附加的极大值，而在山谷上则出现极小值。



（a）导电板　　（b）不导电岩脉

图 4.20　E 极化场中典型的磁场异常

在 H 极化的情况下，对于甚低频电磁法视电阻率地质填图具有很大的意义。很显然，这时电台的方向垂直于岩层走向。

在 H 极化的情况下，磁场方向沿着岩层走向，电流穿过分界面，并在分界面上形成感应电荷，从而产生异常的电场。在导电的金属目标体上方可观测到 E_x 分量的极小值，而在不良导体上方则为极大值。在山谷地形上方 E_x 分量将增大，而在山脊上则减小。

4.3.5.3　测量参数及资料处理

（1）甚低频法的测量参数

1）磁场测量。磁场测量包括总场水平分量（B_y）测量、总场垂直分量（B_z）测量和极化椭圆倾角（D）测量。当地电体有明显走向时，应选择与走向方位大致平行的发射台，以获得最佳的电磁耦合。这时，地下 B_{1y} 大致垂直走向，而 E_{1x} 则大致平行走向，即为 E 极化，其异常磁场较强。总场水平分量中包括了一次磁场和二次磁场的水平分量，当接收线圈轴线水平且与发射台方

向垂直时，所测即为 B_y 值。D 测量也应在 xoz 铅垂面上进行，使线圈轴绕水平轴旋转，当表针读数最小时，倾角计上的读数即为 D 值。

2）电场测量。地面 VLF 法中 E_x 测量采用接地电极，通过测量地面上水平距离为 Δx 的两点之间的交流电位差 ΔV_f，可计算出 E_x。对于有明确走向的地电体，测量 E_x 时应选择其方位大致与走向垂直的发射台作为场源，这时地下 B_{1y} 大致平行走向，即为 H 极化。由于 E_{1x} 大致垂直走向，因此沿测线方向电场的变化最为明显。

3）视电阻率测量。如果同时测定 E_x 及 B_y 值，可按卡尼亚视电阻率公式计算其视电阻率值。视电阻率测量时，应在 H 极化条件进行，这时 VLF 的 ρ_s 曲线和直流电阻率剖面法的 ρ_s 曲线类似。

（2）甚低频法的资料处理

原始 VLF 数据受诸多因素的影响。为了突出有用信息，压制干扰信息，应对 VLF 数据进行一定的处理。

1）地形改正。地形起伏对 VLF 异常有较大的影响，需要作地形校正。在二维地形 VLF 异常理论计算的基础上，对 B_y、E_x 及 ρ_s 测量，地形改正的方法可用比值法，即将实测数据除以相应的地形响应值便得到改正后的场值或视电阻率值。对于 B_z 及 D 测量，则可用实测值减去相应理论值可得到改正后的值。

2）日变校正。VLF 场的随机变化和规律性的日变化主要与大气活动和电离层的活动有关。根据江西某地实测的 VLF 场的日变曲线可知 B_z 与 B_y 异常变化规律大体相同。消除日变影响可以利用比值（B_y/B_z）法。比值 B_y/B_z 基本上不受日变影响，倾角测量也基本上不受日变影响。

3）Fraser 滤波。由导电围岩及局部电性不均匀体产生的区域背景和地质噪声，使探测目标的有用异常发生畸变甚至被淹没。特别是对于 B_z 和 D 曲线，其干扰使零交点偏移甚至消失。Fraser 滤波是一种简单而有效的处理方法，它利用一个差分算子将 B_z 或 D 曲线的零交点或拐点变成极值点，从而突出了有用异常，可达到压制背景干扰和地质噪声的目的。

4.3.5.4 应用实例

甚低频电磁法主要用于探测目标体为低阻体（如断裂带、岩溶发育带、埋藏的有害废料等）的位置。

（1）石灰岩地区寻找地下水

石灰岩地区，地下水与岩溶发育带密切相关，而这些地带的电阻率通常较低。图 4.21 是用 VLF 法在湖南郴州市找地下水的一个实例。该区地表为粘土及亚粘土，厚几米至 20m，下部为石炭系上石炭统灰岩。岩溶发育带受 NE 向

断裂构造控制。工作中利用f22.3kHz 的 NWC 台，在256.5 线的458 点附近有 VLF 倾角的零交点，并与联剖正交点相对应，显示出低阻体存在，推断为含水溶洞。经钻探，在43～46.4m 处见到溶洞，涌水量达48m³/h。

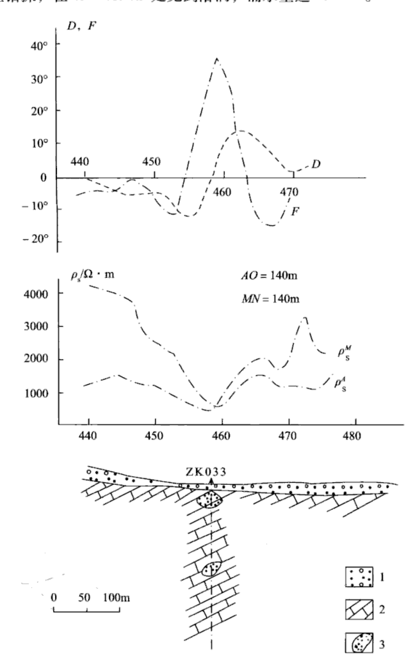


图 4.21 湖南郴州市 VLF 法、联合剖面地质综合剖面极化场中典型的磁场异常

1—亚粘土；2—石灰岩；3—岩溶

（2）滑坡区甚低频法测量

滑坡的地下水分布与补给，特别是对岩石滑坡、堆积层滑坡而言，一般是由所处的地质构造及地层岩性条件所决定。构造条件控制着地下水运动、相互补给的途径，无论是早期构造或现代新构造运动形成的断裂带、裂隙带，其透水性和导水作用都比较好，它们控制了滑坡地下水的补给与分布。此外滑坡区内由于滑体物质与基岩顶面存在着明显的透水性差异，因而大量的地下水可沿着基岩顶面活动，尤其是基岩顶面的沟槽最适宜地下水汇集，这些滑坡区的水文地质条件即为甚低频法提供了适用的地球物理前提条件。因此对这类滑坡进行甚低频测量之前，必须以查清滑坡区周围的地质条件作为先导，调查研究地层岩性和构造条件，收集区域地质资料，以建立滑坡区的构造轮廓，从而确定构造或裂隙带与地下水的关系，判断地下水在滑体中的赋存埋深条件。宝成线K410滑坡是一个规模较大的堆积层的滑坡体，平面范围长约500m，宽约200m。滑坡区周围的地层岩性为三叠系紫红、灰色页岩、灰岩和侏罗系灰色砾岩、砂岩等，地表覆盖层为页岩块碎石土和砾岩巨块石等组成的洪、坡积物及崩积物，岩层走向N40°E，倾向N28°。当地的构造轮廓主要以近南北向的断层破碎带和N70°~80°E的线性构造为控制性断层，地质推断分析断层破碎带在山体中构成富水带，线性构造则切割山体使地下水以此为通道实现对滑坡区的补给。此外，地下水沿基岩层面运移，亦对滑坡区地下水构成另一渗透补给的途径。

4.4 探地雷达法

探地雷达（Ground Penetrating Radar，简称GPR）是一种利用高频电磁波的反射原理探测目标体的一种电磁类方法，它利用了脉冲电磁波的广谱（1MHz~1GHz）。探地雷达是通过发射天线发射高频电磁波，接收天线接收来自地下介质的反射波，电磁波在地下传播时，其路径、强度、波形随波经过的地下介质的导电性质和几何形态变化而变化，这样根据波的旅行时间、幅度、波形特征推断地下介质的结构分布，达到解决环境与工程问题的目的。

探地雷达的应用已拓展到矿产勘察、环境与工程、水文地质、城建地基、路桥/涵隧结构、考古调查、岩土力学参数测试、桩基或混凝土检测等多个领域。

4.4.1 方法原理

(1) 工作原理

探地雷达是研究高频短脉冲电磁波在地下介质中传播规律的一门学科。根据波的合成原理，任何脉冲电磁波都可以分解成不同频率的正弦电磁波。因此，正弦电磁波的传播特征是探地雷达的理论基础。

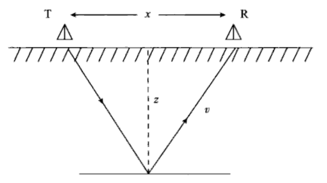


图 4.22 探地雷达探测原理示意图

探地雷达是利用探测目标体（目的物）与其周围介质的导电性、介电性的差异，通过高频脉冲电磁波在电性界面上的反射来探测有关的目的物。图 4.22 为探地雷达探测工作原理示意图。发射天线（T）和接收天线（R）紧靠地面，高频脉冲电磁波经发射机发射后在地层中传播。在传播过程中，其传播路径、电磁场强度、与波形特征将随所通过介质的电学性质、几何形状而变化。当电磁波遇到电性不均匀体的分界面时，会出现反射、折射和透射现象，并随之产生反射波、折射波和透射波等。反射波向上传播至地表被探地雷达接收机接收，接收到反射波能量的强弱与界面的反射系数有关。探地雷达工作频率很高，在地下介质中以位移电流为主。因此，高频宽频带电磁波传播，实质上很少频散，速度基本上由介质的介电性质决定。

设脉冲电磁波从发射天线到接收天线的行程（或称双程走时）所需时间为 t，则

$$t = \sqrt{4z^2 + x^2}/v \tag{4.23}$$

式中：z 为目标体或界面的深度；x 为两天线之间的距离；v 为电磁波在地下介质中传播的速度。可见，当地下介质中的电磁波波速 v（m/ns）为已知时，根据实际测到 t 值（单位 ns），可求出界面的深度 z（m）。v 可用宽角法直接测量，也可根据公式 $v \approx c/\sqrt{\varepsilon}$（式中 c 为真空中电磁波传播速度 $c = 0.3$m/ns；ε 为介质的相对介电常数）计算。

在一个点上观测一次，得到一道数据，沿地表移动探地雷达的发射和接收天线，采集到的探地雷达数据为二维时距剖面（图 4.23）。这样，结合测区的地质情况和其他资料对图像进行综合分析、对比，可确定目标体形态、深度变化情况。

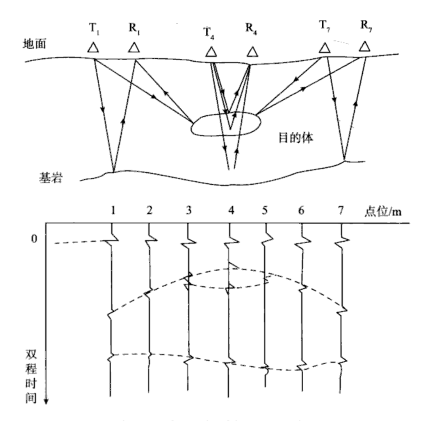


图 4.23 探地雷达剖面记录示意图

反射脉冲波形的明显程度，是探地雷达图像地质解释的重要依据。它决定于发射脉冲波的能量、波在地质界面上的反射特性以及波在地下介质中行进时的衰减条件。反射特征则主要取决于反射界面波的反射系数和所穿过介质波的吸收程度。决定波反射的主要物性是介质的相对介电常数和电导率。显然，反射界面两侧物性参数差异大，反射波的能量也就强。

探地雷达利用了高频电磁波，故探测深度与其他物探方法相比要浅，一般为几米至数十米，但分辨率却要高得多，有时可达到厘米级。探测深度主要受地表电阻率和发射脉冲频率等因素的制约。

（2）方法特点

同常规地球物理方法相比，探地雷达有如下特点：①探地雷达是一种非破坏性的探测技术，可安全地用于各种工程现场，适用性强；②抗电磁干扰能力强，环境干扰影响小，可在各种噪音条件下工作；③具有一定的探测深度和较好的分辨率，并现场提供实时剖面记录图。图像清晰，反映直观；④使用频率高，电磁波能量在地下衰减快，故在高导层覆盖的条件下，探测范围受到限制。

4.4.2 技术参数

4.4.2.1 分辨率

分辨率是表示地球物理方法探测最小目标的能力的物理量。分辨率可分为垂直分辨率和水平分辨率。

(1) 垂直分辨率

探地雷达剖面中能分辨一个以上反射界面的能力为垂直分辨率。若地层厚度为 b，电磁波的波长为 λ，则垂直分辨率的下限为 $b>\lambda/4$，极限为 $b>\lambda/8$。从 widess 图解可得出三个重要结论：①当地层厚度厚度超过 $\lambda/4$ 时，复合反射波波形和第一波谷与最后一个波谷的时间差正比于地层厚度。这种情况下，地层厚度可以通过测量顶界面反射波的初至 R1 和底界面反射波的初至 R2 之间的时间差确定。②当地层厚度厚度小于 $\lambda/4$ 主波长时，反射波波形的变化很小，这时地层厚度正比于反射振幅。③当地层厚度厚度等于 $\lambda/4$ 时，来自顶底界面的反射波发生相长干扰，其复合波的振幅达到最大值。

(2) 水平分辨率

探地雷达在水平方向上所能分辨的最小异常体的尺寸为水平分辨率。探地雷达的水平分辨率通常用菲涅尔（Fresnel）带来说明。第一个菲涅尔带的直径 d_f 为

$$d_f = (\lambda H/2)^{\frac{1}{2}}$$

其中：λ 为雷达子波波长（v/f）；H 为异常体埋深。

从理论分析可得出两点结论：①异常体的水平尺寸为菲涅尔带直径的 1/4 时，仍能接收到清晰的反射波，说明探地雷达的水平分辨率高于菲涅尔带直径的 1/4；②由于菲涅尔带的存在，当两个有限体的间距小于菲涅尔带直径时，则不易区分两目标体。

如两管在水中埋深 1.05m，相距 0.5m，用 100MHz 的天线时，水中子波波长 $\lambda=0.33\text{m}$，则菲涅尔带直径 $d_f=(\lambda H/2)^{1/2}=0.42\text{m}$，两管距离大于菲涅尔带直径，探地雷达可区分两管。若两管相距 0.4m 时，两管距离小于菲涅尔带直径，探地雷达无法区分两管。

4.4.2.2 探测深度

探地雷达能探测到最深目的体的距离称为探地雷达的探测距离，研究探地雷达的探测深度通常由功率传输过程和实践经验来确定。

（1）功率传输过程

探地雷达的功率传输过程：发射机→发射天线→探测目标→接收天线→接收机。雷达系统从发射到接收过程中的功率损耗 Q 和系统的增益 Q_s 确定后，满足 $Q_s+Q>0$ 的距离 r，称为深地雷达的深测距离，即小于 r 距离范围内的目标体，其反射信号可上雷达系统所探测。

（2）不同天线的探测深度

根据经验，表 4.5 和表 4.6 给出了不同介质和不同频率探测深度。

表 4.5　探地雷达在不同地质介质中的探测深度和工作频率

地下媒质	探测深度	工作频率
冷纯水	10km	10MHz
温纯水	1km	2MHz
咸　水	10km	50MHz
干　砂	5m	1GHz
砂　土	3m	1GHz
有机土	3m	500MHz
粘　土	2m	100MHz
干　盐	1km	250MHz
煤	20m	50MHz
岩　石	20m	50MHz
墙　壁	0.3m	1GHz

表 4.6　分辨率为目标深度的 25% 时天线中心频率与探测深度之间的关系

深度/m	0.5	1.0	2.0	5.0	10	30	50
中心频率/MHz	1000	500	200	100	50	25	10

4.4.3 野外工作

4.4.3.1 目标体特征分析

1）目标体深度。如果目标的深度超出雷达系统探测距离的 50%，探地雷达方法将受到限制。

2）目标体几何形态（尺寸与取向）。目标体的几何形态包括高度、长度与宽度，它决定了雷达系统的分辨率，中心频率的选择及测网的布置。

3）目标体的导电性（介电常数与电导率）。导电性决定了反射或散射能量，一般来说目标体的功率反射系数应不小于0.01。

4）围岩的非均匀体的大小远小于探测目标体的尺度，否则异常的响应将被淹没。

5）测区的工作环境。测区内无严重的人文干扰，且有有利于工作的地形、地貌、温度等条件。

4.4.3.2 测量参数的选择

测量参数包括天线中心频率、时窗、采样率、测点点距、发射与接收天线间距及天线方向。

(1) 中心频率的选择

天线中心频率选择考虑目标体的深度与尺寸，参考理论与经验来确定。一般来说，同等条件下尽量选择中心频率较低的天线。

(2) 时窗的选择

时窗的选择主要取决于最大探测深度 h_{max}（单位 m）与地层电磁波速度 v（单位 m/ns）。时窗 W 可由最大双程走时的 1.3 倍估算。

(3) 采样率选择

采样率是记录的反射波采样点之间的时间间隔。采样率由 Myquist 采样定律控制，即采样率至少应达到记录的反射波中最高频率的 2 倍。SIR 雷达系统建议采样率为天线中心频率的 10 倍，其采样率用记录道的样点数表示，即样点数/扫描速率 = （时窗/发射脉冲宽度）×10。

(4) 测点点距的选择

在点测时，测点点距选择取决于天线中心频率与地下介质的介电特性。为确保地下介质的响应在空间上不重叠，亦应遵循 Nyquist 定律，采样间隔 n_x（单位 m）应为围岩中子波波长的1/4。

在连续测量时，天线最大移动速度取决于扫描速率、天线宽度以及目标体大小。SIR 系统认为查清目标体应至少保证有 20 次扫描通过目标体。

(5) 天线间距选择

使用分离式天线时，天线间距（S）的选择应使最深目标体相对接收与发射天线的张角为临界角的 2 倍。实际测量中，天线距的选择常常小于该数值。其原因是天线间距加大，将给测量工作带来不便，同时降低了垂向分辨率。

(6) 天线方向的选择

对偶极天线来说，天线的取向应保证电场的极化方向平行目标体的长轴或

走向方向。在某些情况下，当目标体的长轴方向不明或者要提取目标体的方向特性时，最好使用两组正交方向的天线分别进行测量。

4.4.3.3 雷达波速的确定

电磁波速度是探地雷达资料解释的重要参数，能否准确确定，直接关系到解释结果的准确程度。确定电磁波在介质中传播速度的方法主要有：已知目标换算方法、几何刻度法、反射系数法、介电常数法等。

1）已知目标换算方法。该方法是采用钻探的方法获取已知地层或目标体的深度，根据电磁波的传播时间进行计算。

2）几何刻度法。地下目标对电磁波的不同反射路径而求得电磁波在地下介质中的传播速度。

3）反射系数法。通常是采用金属板反射法。由于介质的反射波振幅与反射系数成正比。因此通过观测金属板的反射波振幅（反射系数为1）和介质的反射振幅可以获得电磁波在介质中的传播速度。

4.4.4 资料处理解释

（1）资料处理

探地雷达资料处理的目的是为了压制干扰，以尽可能高的分辨率在图像剖面上显示反射波，提取反射波的各种有用的参数（包括电磁波速度、振幅和波形等）来帮助解释。由于雷达波与地震波理论的相似性以及它们采集数据的方式的类同，探地雷达数据处理方法是移植地震数据处理方法，主要包括时间域和频率域的高低通滤波、带通滤波、偏移绕射处理、反褶积、图像增强等。数据处理流程如下：

1）信号校正。消除仪器的静噪声干扰。

2）信号增益。信号增益对电磁波在球面扩散和吸收衰减作用下造成的电磁波能量衰减给予一定程度的补偿。

3）中值滤波。消除孤立奇异点和异常波形。

4）平滑滤波。消除高频噪声干扰。

5）一维频率滤波。野外施工可能有一定程度的干扰波存在，利用带通滤波器能很好地保留有效频带，剔除噪声干扰。

6）二维滤波。大部分探地雷达天线都是非屏蔽的，因此，探地雷达在接收来自地下信号的同时也会接收到来自地面干扰物（如墙壁、汽车、电线杆、高压线等）的反射信号，这时采用二维滤波可以很好地消除来自地面干扰物的反射信号。

7）偏移成像。由于几何反射原理，探地雷达反射同相轴的形态和反射体

的形态并不一致，特别是对于点状、球状和倾角较大的反射体，其差异更大，为了能使同相轴恢复到实际反射体的形态，就需要进行偏移成像处理。

（2）地质解释

探地雷达数据的地质解释通常是在数据处理后所得的图像剖面中，根据反射波组的波形与强度特征，通过同相轴的追踪，确定反射波组的地质含义，建立地质—地球物理解释剖面。近年来，研究人员在这方面作了大量的研究，提出了一些有效的方法，如正演数值模拟和物理模拟等方法。

4.4.5 环境与工程中应用

（1）探测地下水污染（石油污染）

例如，在美国印第安纳州北部的一个油库，石油污染区上电磁波幅度出现明显的降低，接收信号幅度下降的确切原因尚不清楚，但可能的解释有，在潜水面以上石油呈分散的不均匀分布，使电磁波产生散射。而且，信号衰减是在充气带内观测到的，可以推测汽化的石油也会引起电磁波的衰减，在雷达记录上形成一种“晕”效应。后来，在此处打的监测井证实了潜水面的位置和石油的聚集部位。在明尼苏达州也得到同样的结果，该处用探地雷达探测石油管线的泄漏，浮在潜水面上的石油使反射电磁波的幅度明显降低（图4.24）。

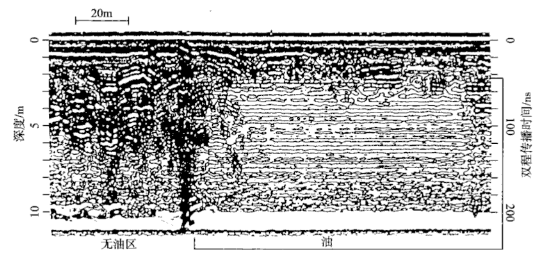


图4.24 石油管线泄漏区上的探地雷达记录（中心频率80MHz）

（2）固体废料污染检测

美国曾用探地雷达对工业固体废料对地下水和土壤污染的深度和范围进行探查，图4.25是其中一个实例，从图中可以清楚地看出被污染的地下水

与未被污染的地下水的图像明显差别，结果与钻探取样化验的结果完全吻合。

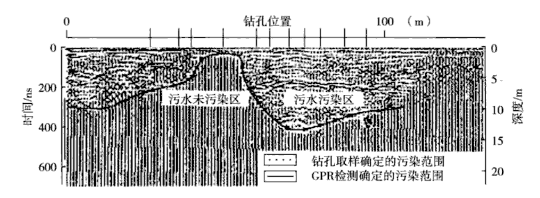


图 4.25 某地地下水污染的钻孔取样和 GPR 检测结果对比图

(3) 建筑地基的环境评价

许多建筑地基下常常埋有大量的建筑废料或其他充填物。建筑地基中的充填物在水平方向及垂直方向上都极不均匀，而且成分复杂。在重新进行建设之前，必须对这些地区进行全面而又详尽的地质调查，以作出合理的环境评价。通常的做法是利用探地雷达配合其他地球物理方法进行高密度的面积性测量，对其中发现的异常再用工程钻进行验证，并对岩样作有关的化学分析，以确定地下土壤的污染情况。图 4.26 是在某地实测的探地雷达记录。由图可以清楚地看到地下掩埋建筑废料的边界及埋深。

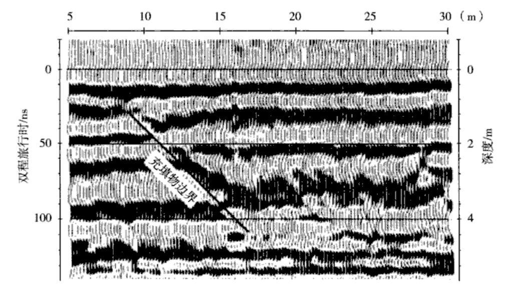


图 4.26 探地雷达用于建筑地基的环境评价

4.5 震电法

基于岩、矿石的压电和震电效应，利用人工震源产生的弹性波在岩石中传播时激发形成的电磁场，来实现寻找特定勘探对象的地球物理方法称为震电法。它是同时研究弹性波场与电磁场，具有地震勘探与电法勘探相结合特点的一类新的勘探地球物理方法。震电法主要有压电法和震源电磁辐射法。

4.5.1 压电法

4.5.1.1 基本原理

压电法的原理是基于压电效应。当不具有中心对称的晶体，在受到应力作用时，将引起晶格变形，从而使带电离子发生相互位移，使晶体的总电偶极矩发生改变，造成晶体内部产生电极化现象，激励晶体表面产生电荷。这类特定结晶物质（主要是电介质）所固有的物理性质称为压电性。这种物理现象称为压电效应。利用岩矿石压电性的差异，利用人工震源产生应力，观测弹性波场与电磁场的变化，达到勘查地下目标的方法称之为压电法。

对于单晶矿物而言，压电效应有如下基本特征：

1）在一定方向的机械力作用下，具有压电性的物质（压电体）表面出现电荷，其内部产生电极化。

2）压电体受到机械力作用时，只在其一定的表面上出现电荷，且作用力与产生的电荷量之间呈线性关系。压电效应的这一特性称为居里第一定律（电荷 Q 为机械力 F 与该物质的压电模数 d 的积）。

3）压电体受某种形式和方向的力作用时，在其一定的面上所产生的电荷符号随应力的形式和方向而改变。

4）压电效应具有可逆性。当压电体受应力作用时在其一定的表面产生电荷，当外部负载取消时，电荷消失称正压电效应。当将压电体置于电场中，其形状及大小发生变化，即产生应力与应变，称逆压电效应。

4.5.1.2 工作方法

（1）震源

进行压电法工作时，人工震源可采用多种——炸药、打夯机（凿岩机）、震源枪等。

用炸药的优点是能量可很大，因而可提高勘探深度。爆炸作用的效率

（产生压电信号的强弱）是必然随着围岩波速的减小而下降的。

用打夯机（锤击）作震源，一般激发能量较小，但也可用地震勘探中多次叠加方法以增大信噪比。国外常用500~1000次夯击叠加。此外，一般打夯机较笨重，且其由柴油压缩机驱动，压缩机需远离工作现场以减小电磁信号的干扰。

震源枪是我国浅震勘探工作中常用的震源。其特点是激发的弹性波方向性好、频带窄且较高、能量强、干扰小。震源枪是利用火药产生的高压气体推动弹头运动打击介质，直接产生一种机械功（炸药爆炸是将化学能转化为机械能做功）。

（2）测量仪器

野外压电仪，由模拟放大和数字化记录两大部分组成。模拟放大部分包括：8道互相独立的放大、滤波单元，适当地选取滤波器参数和放大器放大倍数，可压制干扰并将微弱的压电和地震信号放大，使之适合于模数转换器的需要；锤击或爆炸信号鉴别电路是将锤击或爆炸信号放大、整形后向记录部分输出一个触发脉冲；延时电路可延时0~999 ms（每阶1 ms）以后向记录部分输出触发脉冲。数字化记录部分由通道模数转换单元与便携式微机组成。8个通道选择可任意预置，当只用1个通道时，最高采集频率为100 kHz。多通道工作时，实际采集频率=预置采集频率/通道数。

弹性波接收传感器用检波器，压电信号接收可用一对接地电极接收电场或用调谐磁性线圈接收磁场。

（3）观测系统

观测系统（或称装置排列）是指震源与接收电磁场、弹性波场的传感器的相互位置。观测系统的合理选择要考虑许多因素：工作目的；压电体的地质—地球物理及形态特征与埋藏条件；震源能量及仪器的灵敏度；地表地形及坑道与钻孔分布条件等。可按爆炸剖面线与安放传感器测线，以及接收电极*MN*连线间的组合关系来分类。大致可分为如下10类——直线的纵向剖面、不同高程的纵向剖面、直线的横向剖面、平行的纵向剖面、平行的横向剖面、直线的组合剖面、平行的组合剖面、斜交的纵向或横向剖面、圆形（或弧形）纵向剖面、综合观测系统。

4.5.1.3 资料整理与解释

（1）压电图的绘制

压电法工作中，压电仪同时记录了测点上电（或磁）的与弹性波的振荡随时间变化曲线。对弹性波记录的整理完全类同于地震法，可整理成各种时距曲线以求得波速点。可做出在同一测点相对不同震源的压电信号时距曲线来求得波速。

电的振荡曲线通常称为压电波形图或压电图。对压电图要整理出有用信号（各种工业干扰及围岩的压电振荡都作为背景信号）的初至时及续至的有用信号到达时间；其次要注意所记录到的压电信号形态、振幅、频率及复杂程度与持续时间。同时，为对比各测点压电信号强度，需将压电图整理成压电强度剖面图（或称压电剖面图）。

（2）压电信号异常的识别

压电信号识别的原则是：①由于压电效应是震电效应中的一种线性响应，因此其频谱应与震源所产生的弹性波频谱大致相同。②压电信号的波形应类似于有一定持续时间的具有正弦波形的衰减振荡。③对单一的压电体，不同测点的电磁信号必须同时到达，而且到达时间随震源至压电体距离的加大而滞后。另外，在野外观测中，在相同条件下重复爆炸时压电信号的重复性较好，亦是现场识别异常的主要方法。

对压电信号造成干扰的种类有：①爆炸本身产生的电磁辐射。其特点是在压电波形图上出现时间早，并常呈强度大、频率高和持续时间短的尖脉冲波形。当爆炸很靠近压电体时这种干扰信号就叠加在压电信号上，往往使压电波形不易识别。根据工作经验，使用震源枪可大大降低这种干扰。②各种工业干扰。50Hz 的工业电磁干扰很易识别，并易于用数字滤波除去。③大地电磁干扰。一般低频大地电磁场不形成干扰，但遇到磁暴时压电法也无法工作。④接地电极受地震波振动后产生电极极化变化的干扰。它可通过重复观测或改变电极接地状态来识别。⑤震电 E 效应的干扰。由于它也是一种震电的响应，因此区分较为困难。

（3）压电体位置的确定

由于弹性波在介质中的传播速度相对电磁波的传播速度完全可忽略不计。因此，从多道压电波形图上，可以根据首波到达的时间乘以弹性波的传播速度来求得震源点与压电体表面的距离。波速可用地震勘探的方法来求得。当地下（或坑道周围）为均匀介质时，所求得的距离较准确。在多层介质情况下，当压电体埋于第 1 层中则需求出第 1 层的波速；当压电体埋于第 n 层中，则需求出第 1 层至 n 层的平均速度，这时求得的距离精度较差。

在压电剖面图上，当地下为单一压电体时可根据压电异常峰值来确定压电体的位置，在压电体缓倾的情况下可确定其倾向。在存在多个压电体并相距较近时，因弹性波到达每一个压电体的时间相差很短，所观测到的压电波形是叠加的综合效应，就较难分别确定其位置。此外，当压电信号初至时小于在测点处检波器上获得的地震波形初至时，相应的压电强度应视其差值的大小，对应画于震源点之上或震源点与测点间的中点之上；当电初至时大于地震初至时，

压电强度应对应画于测点之上。类同于电法勘探中的偶极装置，当震源与测量偶极同时沿剖面移动时，压电剖面曲线上在单一压电体上会出现两个峰值，这是在解释中需注意的。

4.5.1.4 应用实例

图4.27是我国江苏东海县某水晶（石英）矿点上压电法试验工作的原始记录。工作中用震源枪激发。采用纵向偶极排列，第一对接地偶极中间同时用磁传感器接收，第二、三对偶极中间各埋设一个地震检波器。该区水晶矿呈“鸡窝”状赋存于第四纪砾石层中，该层厚1~2 m。在第一道所观测的电信号上可明显划分出三个异常。根据圆弧法可求出该压电体约距震源40 m。

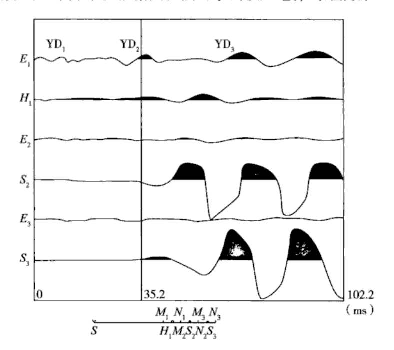


图4.27 江苏某水晶、石英矿点压电法原始记录

S—震源；MN—测量接地偶极。o—磁接收线圈；

■—检波器，$SM_1=20$ m，$MN=5$ m，起爆时间0 ms

4.5.2 震源电磁辐射法

（1）岩矿石在破裂的电磁辐射

某些多金属矿体在音频弹性波作用下，能产生无线电波频段内的脉冲电磁辐射现象。这种震电效应被利用为一种新的地球物理方法——震源电磁辐射法来寻找含有方铅矿、闪锌矿、磁黄铁矿、黄铜矿、毒砂、辉锑矿、辉钼矿、辰砂等金属硫化物矿体。

岩石在破裂过程中伴随的电磁辐射效应，作为一种地震的前兆现象，在国内首先由地震工作者开展了这方面的研究。在室内标本实验研究中，标本均集中于岩石样品（主要是花岗岩、石英岩、灰岩），但发表的实验结果与认识有较大差异。

根据中国地质科学院矿床所和合肥工业大学在对百余块岩石、矿石样品单轴方向加压至破碎过程中，观测到的电磁辐射、声发射及应变现象可得到如下几点认识：

1）脉冲电磁辐射的产生与标本受压后破裂的形成、发展、解体过程有关。在主破裂前，多次微破裂发生时都可能有电磁信号相对应（有时可多达5~7次）。根据大量明显的电磁波与声波信号的初至时差，乘以声波在空气中传播的速度所求得的距离，恰在声传感器至标本体积范围的距离之内，因此电磁信号为标本破裂所引起无疑。

2）脉冲电磁辐射的产生与岩、矿石的成分与结构构造有关。实验表明，凡脉石英或含有一定量石英的岩、矿石标本大都观测到明显的电磁辐射信号，而不含或极少含石英的岩、矿石标本大都未能观测到大于干扰水平的电磁辐射信号。岩、矿石破裂辐射电磁波的机理是复杂的，国内外学者在不断的探索中提出了多种假说。

3）岩、矿石在破裂过程中产生的电磁辐射是一种大体从几百千赫到几兆赫无线电波段范围内的广谱辐射，但也能见到较低频率的电磁辐射。

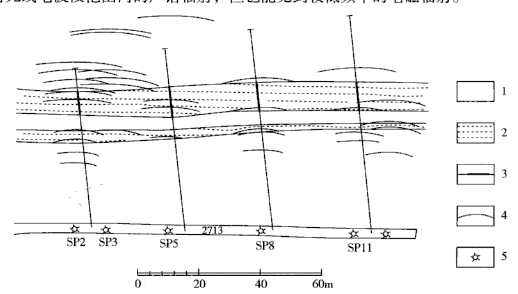


图 4.28 Sullivan BC 矿区解释结果与钻孔岩性资料的比较

1—围岩（泥岩与石英瓦克岩）；2—根据钻孔资料确定的 Fe - Zn - Pb 硫化矿；3—钻孔所穿过的矿体；4—震电源的可能位置；5—炮点（0.18kg 高速炸药）

（2）工作方法及应用

震源电磁辐射法的工作方法类同于压电法。但其特点是：①为避免无线电波干扰，一般都在井下进行；②震源所激发的弹性波能量需要很大；③使用仪器的接收与采样频率都要高。

图4.28为国外某矿区震源电磁辐射法的解释结果。由图可见，用圆弧法确定的震电响应源的位置与钻孔资料有的粗吻合，有的也不一致。

综上所述，震源电磁辐射法是一种尚处于探索阶段的新的物探方法，因此必须进一步对岩、矿石的物性进行深入研究及开展矿区试验工作，才能逐步认清其机理与在实际中合理应用，使该方法日臻完善。

第5章　地震类勘探

地震勘探是利用人工激发产生的地震波在弹性不同的地层内的传播规律来勘测地下的地质情况。地震波在地下传播过程中，当地层岩石的弹性参数发生变化，从而引起地震波场发生变化，并产生反射、折射和透射现象，通过人工接收变化后的地震波，经数据处理、解释后可得到地下地质目标体的结构，达到地质勘查的目的。

地震学的理论基础是地震波场理论，它研究地震波在实际介质中的传播。地震波传播的特征表现在两个方面：一是波传播过程中它的波形、振幅、频率、相位等的变化，称为动力学特征；另一是波传播的时间与空间的关系，称为运动学特征。地震波的动力学特征和运动学特征统称为地震波的波场特征。二者均可以从描述地震波传播的波动方程出发进行研究，波动方程是地震波场数理基础。地震勘探是利用地层岩石弹性参数差异进行勘探的地球物理方法，弹性介质是地震勘探的物质基础。

地震勘探具有精度高、分辨力强、探测深度大、应用领域广等特点。主要应用于环境与灾害地质调查、工程地质勘查、水资源调查、工程质量检测、工程地质评价等环境与工程应用领域。

5.1　基础知识

5.1.1　基本概念

5.1.1.1　弹性介质

任何一种固体，在受外力作用下，其质点产生相互位置的变化，即发生体积或形状的变化，称为形变。去掉外力作用后，在阻止固体大小和形状变化的内力作用下，固体能恢复到原来的状态，称为弹性。如果去掉外力后，立即完全恢复到原来状态的物体，称为完全弹性体，通常称之为理想介质。反之，若外力去掉后，仍保持其受外力时的形态，这种物体称为塑性体，或称为黏弹性介质。

在外力作用下，自然界大部分物体，既可以显示弹性也可以显示黏弹性，这取决于物体本身的性质和外力作用的大小及时间的长短。当外力很小且作用时间很短时，大部分物体都可以近似地看成是完全弹性体（理想介质）。反之，当外力很大且作用延续时间很长时，多数物体都显示出黏弹性。弹性性质与空间方向无关的固体，称为各向同性介质，反之则称为各向异性介质。

在环境与工程的地震勘探中，除震源附近的岩性外，绝大多数岩石所受到的作用力都非常小，且作用时间短，因此地震波传播范围内，都可以近似地看成是各向同性的完全弹性体（理想介质）来研究。

5.1.1.2 应力和应变

当弹性体在外力作用下发生形变时，总有一种力使弹性体恢复其原状，这种力称为内力。单位面积上的内力定义为应力。与面元垂直的应力分量称为法向应力；与面元相切的应力分量称为切应力。弹性体受到应力作用，也会产生体积或形状的相对变化，这种变化称为应变。应变有体应变和线应变，体应变是三个方向上的线应变之和。由于切应力的作用，体积元发生形状的改变，称为切应变。

5.1.1.3 弹性参数

表示弹性介质的弹性性质的参数有拉梅常数（λ 和 G）、杨氏模量（弹性模量）、泊松比及体变模量等。

（1）杨氏模量（弹性模量 E）

杨氏模量 E 定义为应力值 σ 与纵向应变 δ_L 之比。E 也可用应力分量与应变分量之比来表示：$E=\sigma_{xx}/e_{xx}$。杨氏模量可作为物质阻抗应力的量度。一个固体对拉伸（或挤压）应力的阻力愈大，其杨氏模量 E 的数值也就愈大。

（2）泊松比（μ）

在拉伸（或挤压）应力的作用下，物体的拉伸（或收缩）总是伴随着垂直于应变方向的收缩（或膨胀），把横向应变和纵向应变之比称为泊松比。泊松比量纲为1。坚硬岩石的泊松比仅为0.05，而疏松的、没有很好胶结土的泊松比却高达0.45，一般固结岩石的泊松比为0.25。

（3）体变模量（K）

若用 P_h 表示流体静压力，在此压力作用下该物体的体积变化率是 θ，则体变模量 K 可由 $K=-P_h/\theta$ 决定。体变模量有时也称抗压缩系数，其倒数称为压缩系数。

（4）剪切模量（G）

物体在剪切应力作用下，应力与应变之间的比例常数可用剪切模量 G 来

表示。若切应变用切变角 φ 表示，则有剪切模量 $G=\sigma_{xy}/\varphi$。

(5) 拉梅模量 (λ)

设单位正方体的物体在纵向拉应力 σ_{zz} 作用下产生的纵向应变为 e_{zz}，用横向拉应力 σ_{xx} 来阻止横向收缩，拉梅系数可表示为横向拉应力与纵向应变之比，即 $\lambda=\sigma_{xx}/e_{zz}$。

5.1.1.4 波动方程

对于均匀各向同性的完全弹性介质，可得到均匀各向同性的完全弹性介质中波的运动方程 (5.1)。即

$$\begin{cases} \rho \dfrac{\partial^2 D_x}{\partial t^2} = (\lambda + G) \dfrac{\partial \theta}{\partial x} + G \nabla^2 D_x + \rho \cdot F_x \\ \rho \dfrac{\partial^2 D_y}{\partial t^2} = (\lambda + G) \dfrac{\partial \theta}{\partial y} + G \nabla^2 D_y + \rho \cdot F_y \\ \rho \dfrac{\partial^2 D_z}{\partial t^2} = (\lambda + G) \dfrac{\partial \theta}{\partial z} + G \nabla^2 D_z + \rho \cdot F_z \end{cases} \tag{5.1}$$

5.1.2 地震波的类型

地震波是在岩石中产生的弹性波。弹性波是指在弹性介质中传播的波。形成弹性波的条件，一是要有能传播弹性波的介质，二是要在这种弹性介质中激发振动。

按地震波传播过程中质点运动的方向与波传播的方向的相对关系，地震波可分为纵波和横波。横波又分为两类，一类是 SH 波，另一类是 SV 波。

地震波被分为两类，一类是体波，它是在地球内部沿着所有方向传播并可达到所有深度的波，有纵波和横波；另一类为面波，它的传播往往局限于地球表面下数个地震波长的范围内，有瑞雷面波（又称地滚波）以及勒夫波。

5.1.2.1 体波

体波的两种形式是：纵波（P 波，亦称胀缩波）和横波（S 波，亦称剪切波）。

(1) 纵波（P 波）

当弹性体受胀缩力的作用时，弹性介质将发生伸缩形变，它由近而远、胀缩相间的交替过程向外传播，就形成了波，这种波称为纵波。质点的振动方向与波的传播方向一致。由于它的质点振动是胀缩型的，所以这种波又称为胀缩波。

(2) 横波（S 波）

当弹性体受剪切力作用时，弹性介质将产生切变。反映在介质的质点层面

之间，将发生横向交错，从而引起介质中的质点产生横向振动。这种由近及远、质点交错横向振动向外传播，也形成一种被，称为横波。在横波传播中，质点的振动方向与波的传播方向垂直。由于横波是由物体受到剪切力产生的，所以又称为剪切波。

横波（S波）或者称为剪切波的传播方向垂直于粒子运动的振动方向。由于其在相同的介质中的传播速度低于纵波的速度，有时也被称为次波。横波通过介质时并不改变介质的瞬时体积，而只改变介质的瞬时形状。横波是一种垂直极化波。

横波分为两种形式，如果质点的横向振动发生在波传播方向的垂直平面内，这种横波称为SV波。如果质点的横向振动发生在波传播方向的水平面内，这种横波称为SH波。

S波速度的公式为 $v_S = \sqrt{u/\rho}$，流体没有剪切力，故其剪切模量为零，也就是说，横波在流体中不能传播。

5.1.2.2 面波

在无限均匀介质中，只产生纵波和横放，它们都是体波。但在地表与空气接触的自由表面或在不同弹性的介质分界面上，产生一些特殊的波，这类特殊的波因为只沿界面附近介质传播，所以又称之为面波。在地震勘探中，有瑞利波、拉夫波和斯通利波。

（1）瑞利波（Rayleigh Wave）

瑞雷面波传播时，地面质点不是做直线运动，而是在通过传播方向的铅直面内沿椭圆轨迹倒转运动。椭圆轨道的长轴垂直于波的传播方向。瑞利波的传播速度，决定于地面介质的弹性常数，但通常小于横波的传播速度。

应该指出：瑞雷面波通常是以低频、强振幅和低速度出现，它强烈地干扰有效纵波和横波反射地震记录，所以通常在地震勘探中把它当作干扰面波。

（2）勒夫波（Love Wave）

勒夫波是一种SH型面波，其质点振动平面平行于地面，产生于地表面上覆盖着的低速薄底面，沿分界面方向传播，其振幅在垂直方向上随深度呈指数衰减。地震勘探中使用的震源一般不激发明显的勒夫面波。在进行SH横波勘探时，利用勒夫波的频散可求取风化层的厚度、密度和速度参数。

（3）斯通利波（Stoneley Wave）

在两个半无限弹性介质分界面上也可以形成一个面波，它沿着分界面方向传播，其振幅在垂直分界面的方向上按指数规律随着分界面的距离衰减。这样的面波称为斯通利波。斯通利波在液体介质和固体介质分界面上总是可以形成

的，其传播速度小于固体介质自由表面瑞雷面波传播的速度。

5.1.3 地震波的传播

5.1.3.1 波传播的基本理论

(1) 惠更斯—菲涅尔原理

惠更斯原理描述，在弹性介质中。已知 t 时刻的同一波前面上的各点，可以把这些点看作从该时刻产生子波的新的点振源。经过任何一个 Δt 时间后，这些子波的包络面就是原波到达的 $t+\Delta t$ 时刻新的波前面（惠更斯原理只给出了波传播的空间几何位置，而没有涉及达该位置的物理状态）。菲涅尔补充了惠更斯原理，他指出从同一波阵面上的各簇所发出的子波，经传播而在空间相遇时，可以相互叠加而产生干涉现象，因此，在该点观测到的是总扰动。这就使得惠更斯原理具有更明确的物理意义。惠更斯—菲涅尔原理既可以应用于均匀介质，也可以应用于非均匀介质。

(2) 费马原理

费马原理又称射线原理或最小时间原理，它指出地震波总是沿地震射线传播，以保证波到达某一点所用的传播时间最少。在均匀各向同性介质中，地震射线是从震源出发的直射线，因为地震波只有沿这样的地震射线方向传播到达观测点，旅行时间才是最短的。

(3) 视速度定理

地震波沿波射线方向传播，观测地震波的传播速度时，必须和波射线的方向一致才能测得传播速度的真值。但在实际工作中，观测方向往往和波射线方向不一致，测出的速度不是真速度，沿观测方向测得的速度值称为视速度。设 α 为波射线与地面法线之间的夹角；β 为波前与地面法线之间的夹角，那么真速度 v 和视速度 v^* 之间的关系为 $v=v^*\cos\beta$，称为视速度定理。

5.1.3.2 地震波的描述

(1) 振动图

在某一确定的距离 x_1，观察到该处质点位移 D 随时间 t 变化的图形，称为振动图。振动图用 $D-t$ 坐标系表示，如图 5.1（a）所示。振动图表示某一质点在振动过程中各时刻的质点位移，在地震记录中的每一个检波点接收到的波动图形就是振动图，又称为地震记录道。多个检波点得到的振动图，就是地震波形记录。

地震波为非周期脉冲振动，一般用视参数来描述。主要有视周期、视频率、视振幅、初至时间、延续度、等相位面及同相轴。

(2) 波剖面图

在某一确定的时刻(t_1),观察到该处质点位移 D 随距离 x 变化的图形,称为波剖面图。波剖面用 $D-x$ 坐标系表示。波剖面表示某一质点在振动过程中在不同距离上的质点位移。也就是说波剖面图是描述同一瞬间振动随距离的变化情况,即振动与空间的关系,它是由测线上所有介质质点位移所组成的图,如图5.1(b)所示。

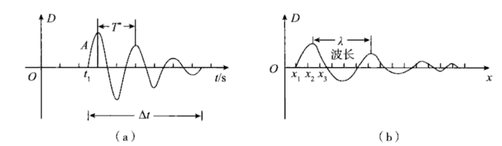


图5.1 振动图(a)和波剖面图(b)

利用波剖面描述地震波的视参数主要有视波长和视波数。在波剖面中最大的正位移称为波峰,最大的负位移称为波谷。两个相邻波峰或波谷间的距离称为视波长,它表示波在一个周期内传播的距离。视波长的倒数称为视速度。

5.1.3.3 地震波的反射、透射和折射

(1) 斯奈尔定律(反射和折射定律)

实际的地质剖面是由很多不同岩性、不同地质年代的岩层所组成。若把成因和岩性相同的每一层都看做是各向同性的均匀介质,那么所研究的地质剖面就可以看做是这些均匀介质层的组合。在层状介质中,如果各层的产状都是水平的,那就是最简单的水平层状介质模型。

地震波在层状大地中传播,遇到岩性分界面,产生入射波、反射波和透射波,入射角等于反射角,透射角的大小决定于下层介质的波速。入射波、反射波和透射波都具有相同的射线参数,这个参数是一个常数,该定律称为斯奈尔定律,也称为反射和折射定律。

(2) 在弹性分界面上波的转换

通常情况下介质中存在纵波和横波,并以各自的波速传播。由于弹性界面两侧的弹性模量不同,在两种介质中存在着四种不同的波速。当纵波入射到界面时,界面上的质点振动可以分为与界面垂直和平行的两个分量,可产生四种子波,即反射纵波、反射横波、透射纵波和透射横波。包括入射纵波在内,边界上某点共有五个波动,其中两个波动同入射纵波的波形相同,即反射纵波

P_{11}和透射纵波P_{12}称为同类波；另两个波动同入射纵波的波形不相同，即反射横波P_{1S1}和透射横波P_{1S2}，称为转换波。各种波射线与投射面法向方向的夹角与相应的波速满足斯奈尔定律。

如果设反射纵波P_{11}和反射横波P_{1S1}与入射纵波P_1的振幅比值分别为R_{PP}和R_{PS}，透射纵波P_{12}和透射横波P_{1S2}与入射纵波P_1的振幅比值分别为T_{PP}和T_{PS}，则这些比值反映了同类波与转换波间的能量分配关系，称为能量系数。

在地震纵波的总场中包括了非近法线入射时在声阻抗界面发生的反射。通常至少有下列的六种情况可以发生：

1）反射角等于入射角的返回到地面的反射纵波；

2）根据斯奈尔定律以首波方式沿着速度界面传播到地面的折射纵波；

3）通过界面进入下一地层的透射纵波；

4）由于波型转换从纵波而成为的反射横波；

5）发生波型转换并遵从斯奈尔定律以首波形式沿界面向上传播的折射横波；

6）透射纵波在界面上发生波型转换并以横波形式在下一地层中传播的波。

（3）法线入射时的波的反射和透射

当入射角$\alpha=0$时，入射波垂直入射到弹性分界面上称为法线入射。地震波以法线入射到有弹性差异的分界面时，一部分能量穿过界面继续向前传播，而另一部分反射回去。如果是纵波入射，界面上的质点振动只有与界面垂直的分量，不存在沿界面方向的振动分量，即只有反射的纵波和透射的纵波，不存在转换波。入射波、反射波和透射波都沿界面的法线方向传播。

乘积ρv称为波阻抗或声阻抗，$\rho_1 v_1$和$\rho_2 v_2$分别为界面上下方介质的波阻抗。在纵波入射的情况下，如果波阻抗不相等，反射系数不为零，总存在反射波。反射波发生在波阻抗不同的分界面上，所以称波阻抗界面为反射界面。

一般覆盖层的密度ρ和速度v远小于基岩，表层波阻抗与基岩面有较大的波阻抗差异，反射系数为正；而由密介质向疏介质投射时，界面上层波阻抗小于其下层波阻抗，反射系数为负；一般的沉积岩层密度的差异较小，反射系数的大小主要决定于速度的差异。

（4）一般入射的反射和透射

当入射角$\alpha\neq0$时，入射波的能量分配和入射角有关。在点震源激发的情况下地震波以球面波入射到界面。

纵波由高速介质向低速介质入射时，界面上的能量分配与入射角有关，当入射角$\alpha<20°$时，能量主要分配在透射纵波和反射纵波上，透射和反射的S

波基本没有能量。当 $\alpha=40°\sim60°$时，反射的 S 波的强度可以超过反射纵波的强度。当 $\alpha\to90°$时，入射波近似与界面平行，横波消失，全部能量集中于反射纵波。

当纵波从低速介质入射到高速介质中时，在第一临界角附近反射 P 波和反射横波的能量都很强。在临界角附近接收反射波称为广角反射。利用这一特点，在波阻抗差异较小的弱反射界面上，也能得到较强的广角反射信号。

（5）折射波的形成

在 $v_{P1}>v_{P2}$的情况下，如果透射波的射线与界面重合（透射角 $\gamma_P=90°$），透射波沿界面滑行，把这种沿界面滑行的波称为滑行波，使波入射至界面上产生滑行波的入射角 i_P 称为临界角，滑行波沿界面传播的速度是下层介质的速度。因波前与射线相垂直，所以滑行波的波前垂直于界面并沿界面向前传播。根据惠更斯原理，滑行波所经过的任何一点都可看成是该时刻产生子波的新的点震源，因界面两侧的质点之间存在弹性联系，滑行波的振动必然会在介质中产生新波，并传播到地面，这种波在地震勘探中称为折射波（或称为首波）。

在震源附近观测不到折射波的地段称为折射波的盲区。

形成折射波的条件是 $v_2>v_1$，在多层大地上，在各界面上产生折射波的条件是 $v_n>v_{n-1}>\cdots v_2>v_1$。

5.1.3.4 地震波的频谱

（1）地震波的频谱

任何一个地震波可用一个波形函数即振动图 $x(t)$ 来描述，它表示地震波的振幅是随时间变化的函数，称为信号在时间域的表示形式，而 $x(t)$ 可以看作是由无穷多个频率连续变化的简谐振动相加而成，这些简谐振动的振幅和初相则随频率不同而不同，列出组成 $x(t)$ 的所有简谐振动的频率、振幅和初相，就是地震波形函数 $x(t)$ 的频谱，把信号表示为振幅和相位随频率变化的函数，称为信号在频率域的频谱，用 $x(f)$ 表示。信号在时间域和频率域的表示是两种不同的表示方式，二者是等价的，并用傅里叶变换相联系。

（2）地震波频谱的表示方法

地震波是非周期函数，其振幅谱为连续谱。表示一个振幅谱的特征，一般用主频和频带宽度（简称频宽）表示。主频，即幅谱曲线极大值对应的频率，信号的能量大部分都集中在主频附近；以振幅谱曲线极大值 $A(f)$ 为 1，对应于 $A(f)=0.707$ 的两个频率值 f_1 和 f_2 的差值 Δf 称为频宽，脉冲信号的大部分能量集中在频宽范围之内。

纵波、横波和面波等有不同的频谱特征。图 5.2 是综合地震勘探的各种资

料得到的各种地震波的频谱，从中可以看出不同地震波的频谱分布特征。

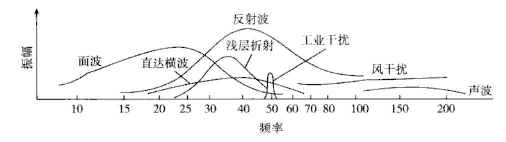


图 5.2　地震波的频率谱

(3) 地震子波

由震源激发、经地下传播并被人们在近震源地面或井中接收到的地震波通常是一个短脉冲振动，应用信号分析领域中的广义术语，称该振动为地震子波。它可被理解为有确定起始时间和有限能量，在很短时间内衰减的一个信号。

地震子波振动的一个基本属性是振动的非周期性，而另一个属性是它具有确定的起始时间和有限的能量。地震子波的延续时间的长度同它的频谱的宽度是成反比的。

5.1.3.5　地震波的干涉、极化、绕射、散射和衰减

(1) 地震波的干涉

如果两列波在空间某一点相遇，会相互干涉。按照叠加原理，如果两个波都是简谐波，且频率和波长一样，在相位一致的点上振幅将加强，而在相位相反的点上振幅将完全抵消或减弱。一般地说，能量增强或减弱的程度取决于各个地震波之间的相位差，这种现象称为地震波的干涉。产生干涉现象的地震波称为相干地震波，其振幅随相位差而变化。

振幅、频率、相位都不相同的几个波相干涉时，会产生很复杂的波。当它们的相位大体一致时，会产生相长干涉，相位相差较大时，会产生相消干涉。当各个波的频率不相同时，相干波仍是周期波，但不是简谐波。相干波可以通过每一个瞬间各个波的振幅代数相加求得。在地震记录中，不同类型的波相干涉使得地震记录复杂化。

(2) 地震波的极化

使用不同性质的震源（外力）激发地震波，将产生不同方向的位移。也就是不同方向的振动，两个频率相同，但方向不同，相位也不同的振动波叠加在一起就形成了极化波。

例如有两个不同平面上的线性极化振动，向同一方向传播，这两个波动有

相同的频率和传播速度，但相位不同，则质点的振动轨迹是矢量叠加，叠加的质点振动轨迹为椭圆，将这种叠加的振动波称为椭圆极化波。如果振幅相同，而且相位差为90°，则叠加振动的轨迹为圆，称为圆极化。

(3) 地震波的绕射

当地震波通过弹性不连续的间断点，如地层的间断点、地层的尖灭点或不整合接触点以及断层的棱角点等，只要这些地质体的大小同地震波的波长大致相当，则这种不连续的间断点可以看作是一个新震源，新震源产生一种新的扰动，向弹性空间四周传播，这种波在地震勘探中称之为绕射波，这种现象称为绕射。绕射波的波前面是球面波。

绕射波的产生反映了地下异常体的存在，是寻找断层的标志波。但绕射波和反射波在断层附近经常产生叠加或干涉，形成复杂的地震记录。

(4) 地震波的散射

地震波在地下岩层中传播，遇到不平滑、粗糙的分界面，界面上凸凹不平的部分曲率半径与波长相近时，波在界面上形成向各个方向传播的波，在地震记录上形成杂乱而无规律的反射。这种现象称为散射（或漫射），散射的结果使地震波的能量分散，振幅衰减。在岩溶地区，由于灰岩表面起伏不平，地震波的散射现象造成无法接收到规则的反射波。

(5) 地震波的衰减

地震波在介质中传播时，其能量不断地衰减，能量损失的程度是震源和介质物理性质的函数。地震波在传播过程中波前的扩散也引起地震波的衰减。按照能量损失原因的不同，地震波的衰减有以下几个方面：

1）波前扩散（球面扩散）。地震波由震源向周围传播，波前面愈来愈大，前进着的地震波的振幅也愈来愈小。这种现象是由地震波的波前扩散所引起，因为由震源形成的相同能量散布在面积不断增加的波前面上。

2）介质对地震波的吸收。在波动过程中，介质的不同部分之间会出现某种“摩擦力”，称为内摩擦力或黏滞力。这种摩擦力导致了一部分机械能转化为热能。弹性能转换为热能的过程称为吸收。波动最终消失，完全是由吸收作用造成的。介质吸收系数的大小与介质的弹性性质有关，对某一种岩石，在相同的频率下，吸收系数为常数；吸收系数的大小与频率有关，频率越高，吸收系数越大。因此，地震波随着传播距离的增大，高频成分很快被吸收，而只保留较低的频率成分。这样，地震波在实际介质中传播时，介质相当于一个低通滤波器，滤去了较高的频谱成分而保留了较低的频率成分。这种作用又称为大地的滤波作用。由于大地的滤波作用，使得浅层地震勘探（包括反射波和折射波）的地震波的视频率较高，而深层地震波的频率较低，这也是浅层和深

层地震勘探的区别之一。

3）透射损失。透射损失是地震波在地层中传播，透过界面所发生的能量损失。

4）反射系数作用。反射系数是影响振幅的主要因素，它直接反映了反射地震波能量的比例。在不同的接收距离上，界面反射回去的能量也不相同。

综上所述，地震波在传播过程中的衰减主要表现为地震波振幅和频率的变化。从震源发出的地震子波受到波前扩散、透射损失、吸收衰减、反射系数作用，振幅逐渐减小；由于吸收衰减的影响，高频成分逐渐消失，地震波的延续时间增大。在地面接收到的反射波是这些作用的综合反映。

（6）地震波能量损耗

当地震波从一个地方传播到另一个地方时，波能量发生损耗，它包括反射、波型转换、折射损耗。其他的损耗还包括几何扩散、衰减和随着传播距离增大的频散。图 5.3 给出了地震波损耗的影响因素。

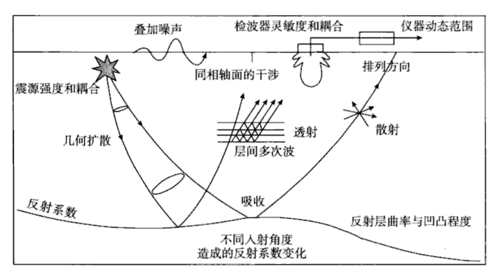


图 5.3　影响地震振幅因素的示意图

如果我们从一个震源向外观察，波动的能量辐射像是一个半径随时间线性增加的圆球，其波前面上的能量密度将会以 $1/R^2$ 衰减。因为能量是正比于振幅的开方，振幅将以 $1/R$ 的因子随着球面扩散而衰减。在面源的情况下，能量是集中于一个半球形的波前面上，而不是球形面。这在理论上可以说其具有比点源的初始振幅大两倍的特点，但衰减速率将依然是正比于 $1/R$ 的。这种衰减效应被称为球面扩散，或者几何扩散。

干涉现象也能引起原始地震记录或者处理后数据的信号形状产生差异。它们包括多次反射、波型转换、绕射以及散射等。另外在浅层反射地震记录上，

还有直达波、声耦合波（空气中传播的声波）与折射波、面波的干涉效应影响。

5.1.4 地震波的运动学特性

地震波在传播过程中波前的空间位置与其传播时间之间的几何关系，称为几何地震学。惠更斯原理已从理论上明确了确定波前空间位置的方法，而费马原理阐述了波传播的路径。借助这些原理，如果已知地震波传播速度 $v(x, y, z)$，就能够研究地震波在空间的传播距离、传播时间和传播速度之间的关系。

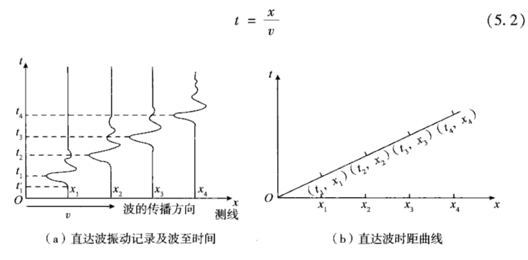
在地震勘探中，用几何地震学方法描述距离与时间的关系时，不是直接描述波沿射线传播的距离与时间的关系，而是通过射线距离与激发点至接收点（称为炮检距）之间距离的关系，建立炮检距与传播时间的关系，这种关系对二维问题是一条曲线，称为时距曲线，对三维问题是一个曲面，称为时距曲面，因此，时距曲线或时距曲面就成为几何地震学中描述各种波时距关系的主要形式是地震波运动学的特性。

地震反运动学通常是采用类似几何光学中的镜像原理（或称虚震源法）来研究在震源附近观测时地下各（层状）介质结构产生的反射波的时距关系。

5.1.4.1 直达波的时距曲线

从震源出发不经过反射或折射，直接传播到达各检波点的地震波称为直达波，其时距曲线方程为式（5.2）：图5.4为直达波时距曲线，它是过原点的直线，直线斜率为 $1/v$。

$$t = \frac{x}{v} \tag{5.2}$$



（a）直达波振动记录及波至时间

（b）直达波时距曲线

图5.4 直达波时距曲线

5.1.4.2 反射波的时距曲线

(1) 水平反射层

在反射界面与地表平行的情况下，可得反射波时距曲线方程（5.3）和时距曲线（图5.5）。反射界面埋藏越深，视速度越大，时距曲线越平缓。

$$t = \frac{OA + AS}{v} = \frac{O \cdot S}{v} = \frac{1}{v} \cdot \sqrt{4H^2 + x^2} \tag{5.3}$$

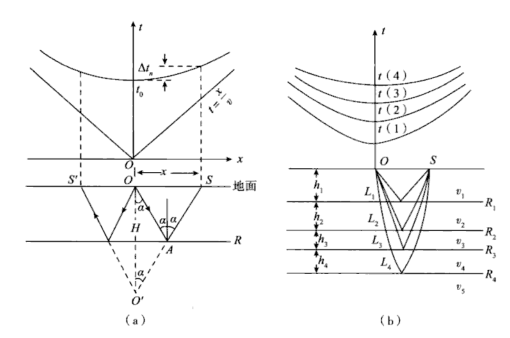


图5.5 水平层状介质反射波的时距曲线

(2) 倾斜反射层

倾斜界面的反射波时距曲线是双曲线（图5.6），但对称轴不是时间轴，以炮点为基点，双曲线的顶点偏向界面上倾方向，据此特点可判别反射界面倾斜方向。界面倾角越大，x_m 的绝对值就越大。

$$t = \frac{1}{v}\sqrt{x^2 + 4H^2 + 4Hx\sin\varphi} \tag{5.4}$$

5.1.4.3 折射波的时距曲线

(1) 水平折射层

根据波传播路径，在二层水平层状介质中可得时距曲线（图5.7）。显然，水平层的折射波时距曲线是一条斜率为 $1/v_2$ 的直线，将折射波时距曲线延长到时间轴，其截距 t_0 称作交叉时（它不是自激自收时间）。交叉时与折射界面法向深度有关，对资料解释有意义。时距曲线斜率的倒数等于界面速度。

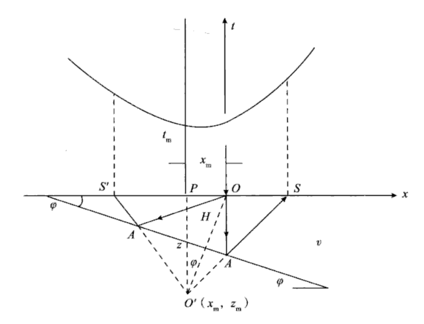


图5.6 倾斜界面反射波时距曲线

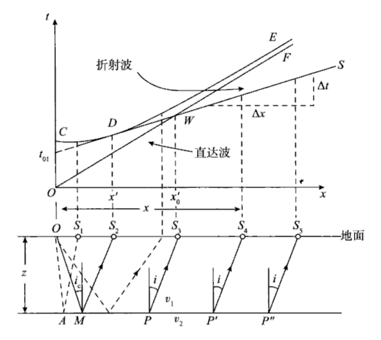


图5.7 水平二层介质折射波时距曲线

时距曲线的 D 点为折射波的始点，D 点内无折射波，为折射波的盲区，D 点以外，折射波先于反射波到达接收点，且在一定范围外，也先于直达波到达接收点。

$$t = t_0 + x/v_2, \quad t_0 = z/v_1 \cos i \tag{5.5}$$

层速度递增的水平多层介质，折射波时距曲线方程，即

$$t = \frac{x}{v_n} + t_{0k}, \quad t_{0k} = \sum_{k=1}^{n-1} \frac{2z_k \cos\alpha_k}{v_k} \tag{5.6}$$

水平层状介质的折射波时距曲线是多条斜率不同、互相交叉的直线，如图5.8所示。

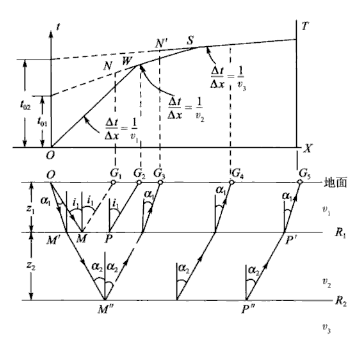


图5.8 水平多层介质的折射波时距曲线

（2）倾斜折射层

若倾斜折射层倾角为ψ，在O_1与O_2分别激发而在O_1O_2间观测，O_1和O_2点界面的法线深度分别为Z_u与Z_d，O_1O_2间接收时所得折射波时距曲线方程(5.7)：

$$t_d = \frac{x}{v_d^*} + t_{0d}, \quad t_u = \frac{x}{v_d^*} + t_{0u}; \quad v_d^* = \frac{v_1}{\sin(i+\psi)}, \quad v_u^* = \frac{v_1}{\sin(i-\psi)} \tag{5.7}$$

如图5.9给出了倾斜界面折射波相遇时距曲线和全程二次反射的时距曲线。相遇时距曲线中，两条时距曲线都是直线，互相交叉，称为相遇时距曲线。这两支时距曲线斜率不同，下倾方向接收视速度小，时距曲线陡；上倾方向接收视速度大，时距曲线平缓。如果地层的倾角特别大（$i+\psi>90°$）时，无论在上倾方向还是下倾方向激发，在地面沿界面倾向方向都观测不到折射波。

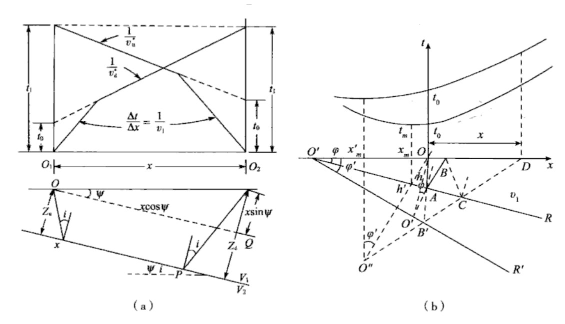


图 5.9 倾斜折射波相遇时距曲线（a）及倾斜界面全程二次反射的时距曲线（b）

(3) 弯曲折射界面

在弯曲界面折射波时距曲线的斜率是可变的，时距曲线与界面的弯曲形状成镜像对称，如图 5.10 所示。应特别指出的是，折射界面为凸界面时，还可能产生穿透现象，其时距曲线是向上弯曲的。接收地段不变，激发点位置改变，这样可以得到两支时距曲线，称追逐时距曲线。对折射波来说，追逐时距曲线是彼此平行的，而存在穿透现象时追逐时距曲线则不平行。

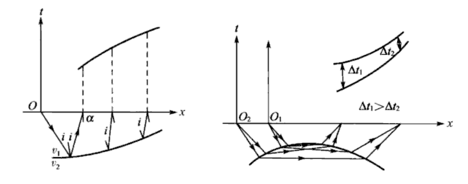


图 5.10 弯曲界面折射波时距曲线

(4) 典型地质结构的折射

阶梯状构造的折射波时距曲线实际上对应的是垂直断层，垂直断面构造的

折射波时距曲线对应的接触面等。左支时距曲线向上跳变，右支时距曲线向下跳变（图5.11）。

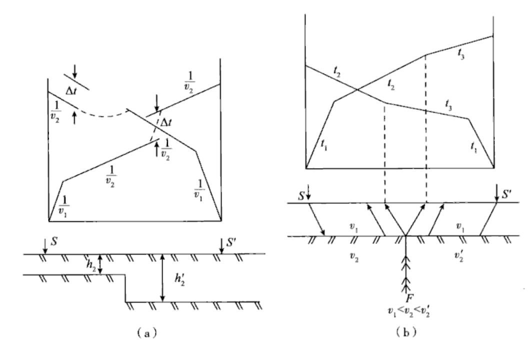


图5.11 阶梯构造（a）和垂直构造（b）时距曲线

5.1.4.4 特殊波的时距曲线

（1）绕射波

地震波在传播过程中，当遇到断层的棱角、地层尖灭点、不整合面的突起点或侵入体边缘等岩石物性显著变化的地方，将发生绕射。绕射波将以绕射点为新震源向周围传播，如图5.12所示，从激发点 O 发出的入射波到达绕射点 D，然后以绕射波形式到达地面的任意观测点 S。波的旅行时是由两部分组成，即入射波旅行时间 t_1 和绕射波传播时间 t_2，则有时距曲线方程式（5.8）：

$$t_D = \frac{O_1D + DS}{v} = \frac{\sqrt{d^2 + H^2} + \sqrt{(x-d)^2 + H}}{v} \tag{5.8}$$

（2）转换反射波

与入射波类型不同的反射波称为转换反射波。入射P波反射SV波就是转换反射波，简称PS波；入射SV波反射P波也是转换反射波，简称SP波。无论PS波还是SP波，入射角与反射角不相等，故运行路径不对称，有比较复杂的时距关系（图5.13）。一般来说，转换反射波的时距曲线是一条高次曲线，比较复杂。

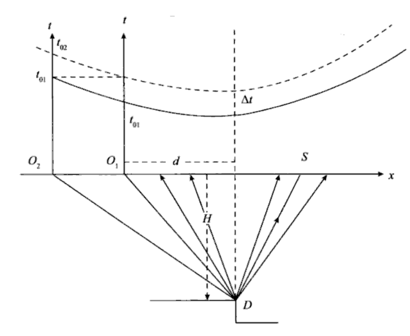
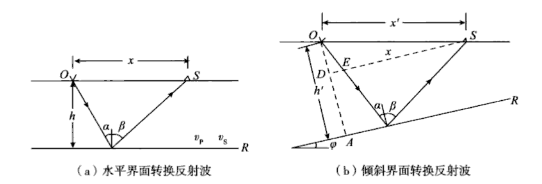


图 5.12 绕射波时距曲线



（a）水平界面转换反射波　　（b）倾斜界面转换反射波

图 5.13 水平与倾斜转换反射波

(3) 透射波

井中地震或称垂直地震剖面法是近年来迅速发展起来的新技术。它在地面激发、井中接收，不仅观测初至直达波，也观测初至的各种波。井中观测时，直达波就是透射波。如果地下介质是水平层状介质，则直达（透射）波运行的路径与其时距曲线（图 5.14）要复杂得多。同样在距井口水平距离为 d 的地面点激发，在井中深度为 z 处接收，则直达（透射）波到达接收点的传播时间为波通过各层的传播时间总和。

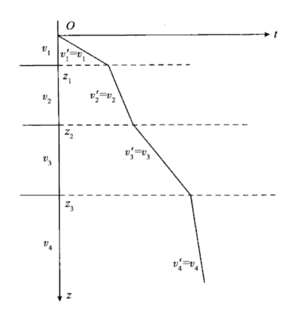


图 5.14 水平层状介质透射波时距曲线

5.1.5 地震的分辨率

在浅层地震地勘探中，地震记录所反映的各种地质构造的清晰度取决于地震资料的分辨率。地震勘探的分辨率就是分辨各种地质体和地层细节的能力，它包括纵向分辨率和横向分辨率两个方面。

(1) 纵向分辨率

纵向分辨率也称垂向分辨率或时间分辨率，它是指地震记录沿垂直方向能够分辨的最薄地层的厚度。通常有两种含义：一种是从地震记录上能够正确地识别地层顶、底界面的反射波；另一种是从地层记录能够确定薄地层的反射波，从而确定地下薄层的存在。关于纵向分辨率主要从薄层顶、底反射波的时差和振幅变化两个方面讨论。

波的时差法。在传统的地震勘探中，常用 $\Delta\tau$ 与 Δt 的比值大小来定义，纵向分辨率其比值大于 1 时，两个波能分开，说明有较高的分辨率；当比值小于 1 时，两波不能分开，说明是低分辨率的。当地震波的延续时间越短、相位数越少（设 $n=1$）、波长超短时，Δh 越小，则分辨率越高；反之，分辨本就低。

波的振幅法。当两个反射波的波峰或波谷相对应，则两波可同相叠加，出现相干加强，合成波的振幅是单个子波振幅的 2 倍，称这种振幅为调谐振幅。调谐振幅所对应的地层厚度 Δh 为 1/4 视波长，此厚度称为调谐厚度，定义调

谐振幅的对应地层调谐厚度为纵向分辨率。

（2）横向分辨率

横向分辨率也称水平分辨率或空间分辨率，它是指地震记录沿水平方向能够分辨的最小地质体的宽度。

在地震资料的地质解释中，一般把第一菲涅尔带的半径 r 作为地震记录的横向分辨率。若地下地质体的宽度大于或等于第一菲涅尔带，才能够在水平叠加时间剖面上分辨该地质体的存在。菲涅尔带的半径随频率 f 的增高而减小，随探测深度的增加而变大。提高地震记录的横向分辨率，主要在于提高所激发的地震波的频率。由于横向分辨率随着深度的增加而减小，因此一个深部的地质体必须有较大的延伸面积才能与浅层较小的地质体产生同样的地震效应。

（3）影响分辨率的主要因素

影响地震记录分辨率的主要因素有以下几个方面，反射波的主频和频带宽度、子波形态、信噪比、地震波的穿透深度及时间和空间采样率等。

主频和频带宽度。当频带较窄、中心频率较低时，对应的脉冲响应主瓣较宽，旁瓣振幅较大；当频带宽度不变，中心频率较高时，对应的脉冲响应主瓣较窄，旁瓣振幅比大，振衰减慢，不利于提高地震分辨率。当中心频率保持不变，频带宽度加大一倍时所对应的脉冲响应，主瓣较率，旁瓣振幅值小，尾部振幅衰减快，具有较高的分辨率。在提高地震子波主波的同时，采取宽频带记录 t，方能取得较高的分辨率。因此可以认为，宽高频的地震波具有较高的分辨率。从物理意义上说，宽高频信号更接近 $\delta(t)$ 脉冲，而它具有理想的分辨率，能够分辨任意薄的地层。

采样率。采样率包括时间采样率和空间采样率，无论在时间域、空间域进行采样，采样间隔均应满足采样定理，才能不出现假频。

5.1.6 有效波和干扰波

（1）有效波与干扰波

在地震勘探野外采集工作中，为了研究不同的环境与工程地质问题，每一种地震勘探方法只利用一定类型和一定形式的波。在仪器接收到的所有振动中，只有那些可用来解决所提出的地质问题的波才称为有效波（或有效信号），其他波都称为干扰波（或噪声）。在反射地震纵波法勘探中，反射纵波是有效波，其他波都属于干扰波。在折射波法勘探中，反射波一般被视为干扰波，瑞雷面波是面波勘探的有效波。

（2）干扰波类型

在反射波法勘探中，根据各种环境、激发以及传播因素产生的干扰的动力学和运动学特点，将干扰波分为两类，其一是规则干扰波，其二是不规则干扰波。规则干扰波主要包括声波、面波、工业电干扰、重复冲击、虚反射、反射—折射和折射—反射波、多次反射波、侧面波、底波等。不规则干扰波主要包括微震（即与激发震源无关的地面扰动），低频、高频背景及正常背景等。

（3）干扰波特点

规则干扰波其主要特点为在时间或空间上表现为一定的规律性，能量一般较强。与有效波的差异主要表现在频率、视速度和到达时间三个方面，并且大部分干扰主要表现出视速度和到达时间两个方面与有效波存在差异，如面波、声波和多次反射波等。不规则干扰波主要特点是在时间和空间上表现出无规律性，是一种随机的能量较强、频率不定的干扰。与有效波的差异主要体现在频率上，其波谱特征如图 5.15 所示。

干扰波与有效波之间在动力学和运动学方面的差异主要表现在：①谱差异；②视速度差异；③到达时间差异。因此，可用滤波、方向特性、相干性等来提高信噪比。

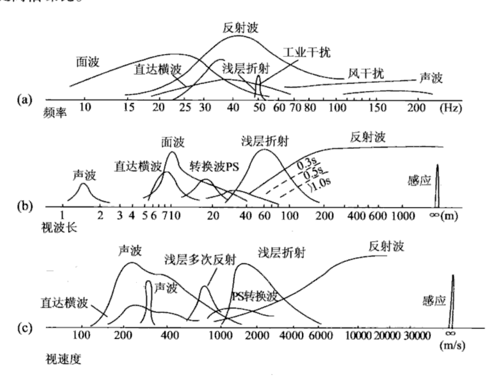


图 5.15 浅层地震波的频率谱（a）、视波长谱（b）和视速度谱（c）

5.2 地震反射波法

地震波在地下传播过程中遇到不同介质的分界面时，在界面上将产生波的反射和透射。通过震源向地下发送地震波，径向传播的地震波在遇到波阻抗（即地震波速度与岩石密度之积）界面后被反射，反射波传播到地表被检波器所接收。利用反射波来解决地质问题的方法称为反射波法。

在浅层反射波数据采集中，最常用的两种观测系统是单次覆盖观测系统和多次覆盖观测系统。多次覆盖观测系统是共反射点（CRP）或共深点（CDP）多次叠加的简称，它是把不同点激发、不同点接收到的来自同一反射点的地震记录进行叠加，这样可以压制多次波和各种随机干扰波，从而大大提高了信噪比和地震剖面的质量，并且可以提取速度等重要参数。

浅层地震反射波资料处理内容主要包括：①切除（即切除掉记录中干扰严重或无意义的记录，或工作不正常的地震道）；②静校正（对地形起伏和表层速度变化引起之时差的校正）；③频谱滤波（压制干扰波、突出有效波）；④抽道集（CDP选排）、动校正、水平叠加（CDP叠加）；⑤速度分析；⑥偏移；⑦时深转换等。经过上述数据处理之后，得到的主要成果资料是作了水平叠加（或偏移）的时间剖面，它是反射波法进行地质解释的基础。在一般情况下，通过时间剖面上波的对比和识别，可以确定反射层的构造形态，接触关系以及断层分布等情况。但是，这种地质解释的准确程度往往受多种因素的影响，如数据采集的质量、数据处理中方法与参数的选择等。

地震反射波法主要包括三个部分的工作，即信号采集、数据处理和资料解释。

5.2.1 信号采集

地球物理是一门观测科学，信号采集是地球物理获得野外第一手资料的基础，信号质量直接影响到数据处理的质量和资料解释的精度，因此它是地震勘探工作中重要的环节之一。它分为现场踏勘、施工、试验工作及正式生产等阶段，有测量、激发、接收以及现场整理解释或现场实时监控工作。信号采集主要有测线布置、观测系统、地震波的激发和接收、观测参数的选择及多次覆盖等。

（1）观测系统

为提高效率，通常每放一炮，对一条或多条测线多个观测点进行观测，每

次激发时所安置的多道检波器的观测地段称为地震排列。我们把激发点与接收排列的相对空间位置关系称为观测系统。观测系统的选择和设计与勘探地质目的、干扰波与有效波的特点、地表施工条件等诸因素有直接关系。常用的几种观测系统有综合平面图示法、简单连续观测系统、间隔单次覆盖观测系统、多次覆盖观测系统等。

(2) 地震波的激发与接收

P 波的激发与接收。在激发时，对震源一般有两个要求：①激发力要竖直向下；②激发装置或药包与大地耦合要好。地层波的接收除观测系统和地震仪的仪器因素选择外，主要有：①检波器选择自然频率较高的速度检波器；②埋置条件要选择垂直检波器接收地面位移的垂直分量；③接收点检波方式采用多个检波器组合的方式进行组合接收。

SH 波的激发与接收。①激发力与地面水平，且垂直于测线；②激发装置或药包与大地耦合要好。在接收 SH 横波时，接收方式和要求基本与 P 波相同，不同的是采用水平检波器接收，并且多道接收时各道检波器的埋置方向要求一致。

(3) 观测参数选择

采样率。它的大小必须满足采样定理。

滤波器。在采集中为提高地震记录的信噪比，根据实际选择合适的滤波器，以压制干扰。如选择较高频的高通滤波器，以压制低频干扰，并相对增强高频成分的能量。

道间距。道间距大小选择的原则是地震波经过处理后能在地震剖面的相邻道上可靠地追踪波的同一相位并且不出现空间假频。

偏移距。实际中应兼顾各种影响，选择合适的偏移距。偏移距若太大，就不能保证有参考作用或得不到超浅层记录；然而偏移距太小，波场受震源干扰严重。

最佳时窗。为了有效地避开面波、声波、直达波和折射波对有效反射波的干扰，可把接收地段选择在各种干扰波影响较小的地段（这种最佳接收地段又称为“最佳时窗”）。在最佳时窗内接收，可避开面波和折射波的干扰，其反射波振幅随炮检距的增大而减小（正常变化），相位随炮检距的增大而基本保持不变。最佳时窗的选取关键在于选取接收排列的两个端点。选择偏移距和最大炮检距，最大炮检距不应大于主要目的层埋深的 1 ~ 1.5 倍。

5.2.2 数据处理

地震资料数字处理是对采集的原始资料进行以压制干扰、提高信噪比和分

辨率、提取地震参数为目的的一整套处理方法和技术。它主要包括数字滤波、速度分析、校正、叠加和偏移处理等。通常可将处理流程分为五个阶段：输入阶段、预处理阶段、实质性处理阶段、修饰性处理阶段和输出阶段（图5.16）。

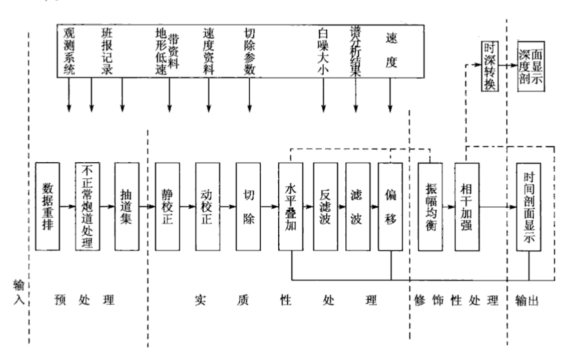


图5.16 二维反射纵波多次覆盖资料处理流程图

（1）预处理

数据重排（解编）。常用的地震仪的记录格式一般是SEG－B格式、SEG－D格式或SEG－2格式等。为了便于处理，需将数据排列转换成按道分时的形式，使同一道采样数据放入一起，这种预处理称为数据重排或解编。标准解编后的数据格式为SEG－Y格式。该格式为地震资料处理的通用格式。在该格式下，一道地震记录由两部分组成，即道头字部分和数据段部分。具中道头字部分共占120个计算机字，每个字长为2字节，用整型表示。其中第58号道头字存放记录的总样点数，第59号道头字存放采样率（us）。其他道头字中主要存放采集参数和处理中所要用到的参数。数据段部分的长度随记录长度而定，每个字长可为2字节也可为4字节，既可用整型也可用实型表示。

不正常道、炮处理。对于空炮、空道、废炮、废道，可借用相邻道（炮）上的数据代替，或取相邻两道（炮）的平均值，或全充以零值。对于反道，可乘一负号加以改正。至于个别数据明显大于一般数据的奇异值，则将它们充零。

抽道集。为了方便叠加和计算速度谱，应按观测系统抽取各个共中心点道集放在一起。这个过程实际上是资料的重排，是以一道为一个单位进行重排，称为抽道集或共中心点选排。

增益恢复。为了利用地震波的动力学特点，有时需要知道地震波的真振幅。但在记录的过程中，仪器总要对地震信号进行增益控制。由经过增益控制的地震记录恢复到地面检波器接收到的振幅值的处理称为增益恢复。

初至切除。地震记录上的初至波包括直达波和浅层折射波，它们能量强且有一定延续时间，对浅层反射波有干涉和破坏作用。动校正后也会引起波形畸变。对这些强能量初至波和动校正畸变的处理办法是“切除”，即将这些波的采样值全部变为零值（充零），这种处理称为初至切除。

（2）频谱分析

所谓频谱（振幅谱）表示波的能量相对频率的变化规律。频谱分析的目的在于了解有效波和干扰波的频谱分布范围，以便选取合适的频率滤波器，压制干扰波，突出有效波，提高记录的信噪比。

在频谱分析时，选取的时窗长度 $T=N\Delta$ 决定了频谱离散值点的疏密，适当地增大时窗长度 N，可使求得频谱的离散值点加密（即基频小），提高频谱分析的精度。时窗长度 N 过短（即基频大），会降低频谱的分辨率。用快速傅氏变换作频谱分析，求取资料的振幅谱，确定有效波频段范围。

（3）数字滤波处理

提高信噪比的数字滤波处理技术主要是利用“有效波”和“干扰波”在频率和视速度方面的差异，来压制干扰。分别称为频率滤波和视速度滤波，前者只需考虑单道问题。故称为一维频率滤波，后者需同时处理多道数据，故称为二维视速度滤波。

滤波器。滤波器的种类十分繁多，地震勘探中用得最多的是线性时不变滤波器。按滤波器的性质（即响应函数）分类，可分为无畸变滤波器、相位畸变滤波器（纯相位滤波器、全通滤波器）、振幅畸变滤波器等。

一维频率滤波。一维滤波是指信号或其谱以及滤波因子都是单变量函数的滤波，该变量可以是频率或时间，也可以是波数或空间，原理方法都相同。实际中频率滤波用得最为广泛。实现数字频率滤波的方式有两种，一是时间域滤波，二是频率域滤波。

二维视速度滤波。在地震勘探中，有效波和干扰波的频谱成分十分接近，这时无法利用频率滤波压制干扰，需要利用有效波和干扰波在其他方面的差异来进行滤波。如果有效波和干扰波在视速度分布方面有差异，则可进行视速度滤波。这种滤波要同时对若干道进行计算才能得到输出，因此是一

种二维滤波。最常用的二维滤波器是扇形滤波，由它可组构出既压制高视速度干扰，又压制低视速度干扰的切饼式滤波器，以及同时压制高、低频干扰的带通扇形滤波器等。通常在叠前应用二维滤波，压制目标可以是面波、折射波等；而在叠后应用，可压制视速度不同的多次反射波或侧面波等。在实际中，用反滤波方法提高地震记录的分辨率外，还可用于压制特殊的多次反射等干扰波。

(4) 校正处理

静校正处理。静校正主要是对共反射点记录，则达不到同相叠加，直接影响到水平叠加时间剖面的质量，特别在丘陵、山区等地形影响的情况下进行表层因素的校正。静校正有两个十分重要的特点：①由于表层低速带的速度十分低，深、浅层反射波的射线路径尽管在低速带以外的各地层中传播时各不相同，但在表层附近几乎都是近于垂直的；②静校正量有正有负。静校正一般分为野外（一次）静校正和剩余静校正等。

动校正处理。在水平叠加中，动校正处理是针对共反射点（共炮点记录）道集进行的。它把炮检距不同的各道上、来自同一界面同一点的反射波到达时间，按正常时差规律校正为共中心点处的回声时间，以保证实现同相叠加，使得叠加后的记录道变为自激自收的记录道，从而直观反映地下构造形态。

(5) 速度分析

速度分析的目的主要是为反射波资料处理（如动校正、偏移等）提供速度参数，求取速度的方法很多，通常对于多道记录，速度的求取采用速度谱的思想来实现。关于速度有真速度、层速度、平均速度、均方根速度和射线速度。通过理论分析可以总结出各种速度之间的关系：①在水平层状介质情况下，炮检距为零时的射线速度即为平均速度；②炮检距为无穷大时的射线速度等于水平层状介质中最高速度层的速度；③均方根速度是构成等效均匀层的最佳射线速度；④均方根速度总是大于平均速度；⑤在水平层状介质情况下，炮检距不大时的叠加速度就是均方根速度；⑥在倾斜界面情况下，叠加速度是等效速度。

(6) 时深转换

水平叠加或偏移等处理后的地震剖面，其纵坐标是以时间来表示的，所以称之为时间剖面。在时间剖面中，反射信息相对应的纵坐标是其零偏移距的走时 t_0，它可以定性地反映出反射界面的轮廓，但界面的实际深度和产状与速度参数密切相关。因此，输入相应的速度参数，才能逐次计算出各反射界面的深度，将时间剖面转换为深度剖面（通常称为时深转换）。实质上，时深转换处理是将时间剖面上的 t_{0i} 处的反射波振幅值放在计算出来的对应深度 H_{0i} 处，它

是将时间剖面所有信息都转换到深度剖面上。实质上时深转换是同一波场在不同坐标下的表示形式。

(7) 偏移处理

偏移处理就是要把失真的反射界面归位到其真实的位置，所以又称之为偏移归位。偏移处理可以在水平叠加之前进行（称为叠前偏移），也可以放在水平叠加之后进行（称为叠后偏移）。通过偏移处理，使反射波归位，较好地反映了界面形态。叠后偏移的基本思想有反射的观点、广义绕射的观点和波场的观点。

反射的观点的偏移处理，就是将自激自收剖面上的同相轴恢复其原来的正确位置，同时使干涉带自动得到分解，剖面面貌变得清晰。

广义绕射的观点认为，地下界面上的每一点均可认为是一个绕射点，它们在入射波的激励下会向界面上方辐射广义绕射波。地下一个绕射点对应到记录上就是一条绕射双曲线，这些绕射波双曲线的公切线，其位置与双曲线顶点连线不一致，发生了偏离。偏移处理就是将绕射波能量正确地会聚于其双曲线顶点，结果能量收敛，界面也自然恢复到其真实位置处（即双曲线顶点连线位置）。

波场的观点是从波场分析的角度来看，可以将偏移处理过程看作为自激自收剖面形成的反过程。偏移处理也就是将已知的地面波场值（自激自收记录剖面）作为边界条件反过来求地下各点处波场值的过程。只能借助于数学运算的方法，计算出地下各点波场值，因此，偏移处理就相当于将检波器不断地向地下移动的过程，故也称之为延拓或波场外推。

我们可引出不同的偏移归位处理方法，即根据反射和广义绕射的观点，引出射线偏移和克希霍夫积分偏移处理方法；根据波场延拓的思想，引出了波动方程偏移处理的方法。

(8) 修饰性处理

修饰性处理的主要目的是修饰剖面的面貌，在以解决构造问题为主的资料处理中，不仅起修饰作用，而且是一项实质性处理。修饰性处理的内容主要包括振幅平衡、相对加强、混波等。振幅平衡，主要包括道内平衡和道间平衡。

道内平衡（动平衡）是将记录道内的振幅能量进行动态平衡。以利于显示和后续处理。基本思想是将一道记录的振幅值在不同时间段内乘以不同的权系数，能量强的时间段上权系数小而能量弱的时间段上权系数大。强波与弱波之间的能量相对差异减少，控制在一定的动态范围内。

道间平衡是解决道与道之间能量不均衡的问题。处理的思想与道内平衡一

样，即各道按不同权系数进行加权。能量强的道加权系数小，能量弱的道加权系数大。

5.2.3 资料解释

地震反射波资料解释的任务一般包括地层及构造的剖面和空间解释，速度和弹性参数、物性参数的分析解释，岩性及岩相解释等方面。解释的地质目的是地层和岩性划分、场地和区域稳定性评价、围岩分类、特殊地质体（如空洞、陷落柱等）检测、基岩完整性评价、路基质量评价等。反射波资料解释的一般工作过程（图5.17）中，地层及构造解释所涉及的内容主要包括反射波（界面）地质属性的确定、层位划分、剖面相比、构造分析、速度和弹性参数的展布及地层岩性分析等。最终结合环境与工程的要求和技术标准等资料进行综合解释。

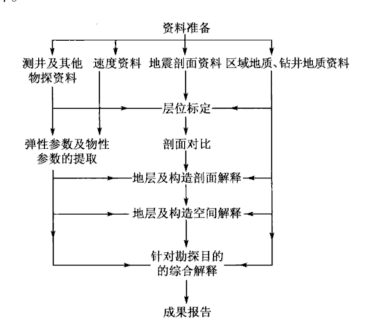


图5.17 浅层反射波资料解释工作流程

5.2.3.1 层位标定

(1) 反射波的特征

通常反射波的特征主要表现在相位、能量、波形、连续性四个方面。

这几个标志从不同的方面反映了反射波的特征，它们是统一的，但也不是一成不变的。有时某些波形连续性较好，能量可能较弱；不整合面上的反射一般很强，但波形通常不够稳定。显然正确认识和识别反射波是剖面对比和解释

的前提保证。

(2) 反射层位的地质属性

时间剖面上的反射层位（或反射界面）从理论上讲是反射系数界面，它是由上下地层的波阻抗差异所形成的。连续的地震反射通常反映一定时代的地层层面或不整合面。沉积岩相变化，可以引起反射波形和连续性的变化，如海相灰岩地层沉积稳定，可产生连续反射。

一般而言，标准反射层应具备下述条件：①反射波特征明显稳定；②在工区的测线上能连续追踪；③能反映地层及构造（包括各目的层段）的主要特征。

标准反射层地质属性的确定主要利用联井地震剖面、层速度资料、钻井和测井资料、邻区钻井资料或已知地震层位对比、区域地质资料和其他物探资料推断。

5.2.3.2 剖面对比

在时间剖面（或深度剖面）上，利用反射波的各种特征，识别和追踪同一反射层位的过程称为剖面对比。对比方法如下：

1）相位对比。根据一个波各相位的同相轴平行的原理，则可利用续至相位进行对比。

2）波组和波系对比。利用波组和波系进行对比，可以更全面地考虑层组间的关系，准确地识别和追踪反射波。

3）测线闭合圈对比。主测线和联络测线交织成许多闭合圈，在水平叠加剖面上，测线交点处的时间是一致的。因此，对反射层的追踪，可以从一条剖面转到另一条剖面。沿测线闭合圈追踪同一反射层位时，时间应该闭合，当闭合差超过半个相位时，就认为未能闭合。

4）利用偏移剖面进行对比。为了控制层位对比，通常还是以水平叠加剖面为主，而以偏移剖面作参考，主要利用偏移剖面确定地质构造现象。

5）利用物理和地质规律进行对比。各种不同的地质构造会在时间剖面上形成不同的几何形态和波动特征。

6）干涉带的对比。产生干涉的因素有多种，如地层层系厚度变化、岩性岩相变化、不整合、断层、地层尖灭等。在对比时，要分析产生干涉的原因以及干涉的性质，仔细观察干涉带以外同相轴的趋势变化及上下波组关系，达到正确对比的目的。

7）剖面间的对比。当地质构造变化不大时，在相邻的几条平行测线上，各时间剖面反映的地质构造形态、断裂出现的规律都基本相似，可以互相参照比较。

5.2.3.3 地层构造的剖面解释

地震剖面经过对比解释后，为进行地质构造解释，还必须将其转换成深度构造剖面。同时为进行地层岩性解释，还必须将速度资料转换成随深度变化的层速度剖面资料。在有条件的情况下，反演出用速度表示的波阻抗剖面，以及砂泥岩剖面和孔隙度剖面，以便于较精确地解释地层岩性和岩相的横向展布变化。

(1) 深度构造剖面图的绘制

根据地震剖面性质的不同，采用的方法也不同，深度构造剖面图的绘制主要利用水平叠加时间剖面、利用叠偏时间剖面。

(2) 地质构造解释

对地震剖面的对比解释及成图后，还需要结合多种资料，包括构造剖面图、层速度剖面图（或波阻抗剖面图等）以及地质钻井资料等对地层及构造进行综合描述，主要包括断层、地层构造起伏变化、地层岩性等，为解决工程地质等方面的问题提供背景或基础资料以及参数。一般而言，若以剖面工作为主，则对于断层，只需要对其性质、落差以及断开层位及时代等进行描述；对于地层构造起伏变化只需对其凸凹、地层厚薄、地层是否整合以及是否倾斜等进行描述；而对于地层岩性，一般要结合井的资料，利用层速度的纵横向展布进行描述。

5.2.4 实际应用

(1) 软弱地基问题

图5.18是在海湾填土地基上做的浅层地震剖面及解释结果。从时间剖面上可以明显看出有较连续、能量较强的反射界面，测线区内地层起伏不大，填土层相对稳定。经与速度剖面和钻井资料对比解释，发现在 $v_P = 1100 \sim 1400\text{m/s}$ 速度层下有一 $v_P = 800 \sim 1100\text{m/s}$ 的低速层。

(2) 地下空洞问题

这类工程地质问题包括横向上具有一定宽度的地下涵洞、防空洞和溶洞等。图5.19给出了一石灰岩层中的空洞地震勘探结果。由图可见，时间剖面中空洞顶部的反射波频率明显降低，能量增强，空洞边界的反射波同相轴明显错断，由此判别空洞的边界。经多条测线和钻井验证，确定了该空洞的存在和平面展布。

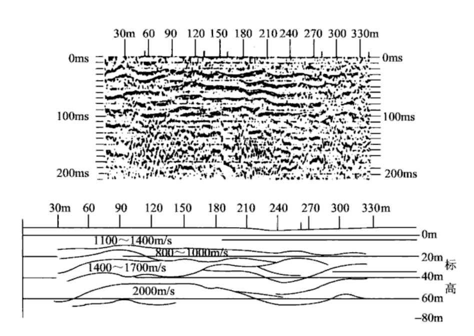


图 5.18　海湾填土地基上的浅层地震剖面及解释结果图

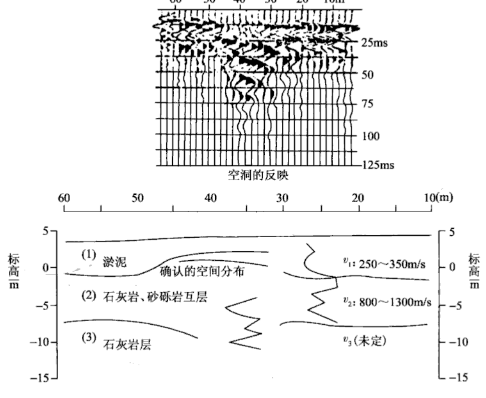


图 5.19　石灰岩空洞的地震勘探成果图

5.3 地震折射波法

折射波法是利用人工震源激发的地震波在介质中传播，当穿过波速不同的分界面时，波改变了原来的传播方向而产生了透射，当下层大于上层介质的波速时，在入射角等于临界角的条件下，透射波将会沿着分界面以下层速度“滑行”，这种“滑行波”也将引起界面上层质点的振动，并以折射波的形式传至地面，若用地震仪测量其到达地面观测点的时间和震源距，并找出其之间的函数关系，就可以求出折射界面的空间分布状态。

地震折射波法是一种简便经济的勘探方法，在精度要求不高的情况下，它可为环境工程地质提供浅层地层起伏变化和速度横向变化的资料，为反射波法勘探提供静校正的表层速度和低速带起伏变化资料。地震折射波法常用探测覆盖层厚度、基岩面起伏、地下水通道、污染羽流路径等。

5.3.1 信号采集

（1）观测系统

折射波法观测系统有以下几种：

1）完整对比观测系统。沿测线方向通过连续进行相遇时距曲线互换点的连接对比以获得连续剖面的观测系统，称为完整对比观测系统。

2）不完整对比观测系统。在折射波法勘探中，有时采用相遇时距曲线互换连接对比观测，有时用追逐时距曲线相似性标志连接对比的观测形式，把这种观测系统称为不完整对比观测系统。

3）非纵测线观测系统。根据炮点和检波点的相对位置关系，对将地震勘探测线分为纵测线和非纵测线两类。炮点与检波点在一条直线上，称为纵测线；炮点与检波点不在一条直线上，称为非纵测线。

（2）接收系统

折射波法勘探中一般采用单个检波器作为一道接收，而不采用组合检波器。其主要原因就是它不需要考虑压制面波干扰问题，因为目前所考虑的折射波仅仅只是首波，即最先到达的波。从理论上说首波中包含了直达波和折射波。在采集中，我们只要注意压制随机干扰并兼顾激发能量，就可获得质量较高的首波记录。此外，为了不漏掉浅层薄层信息，除了采用较高频率的检波器接收和注意激发频带宽度以及提高仪器滤波档的低截频外，道距的选择一般有等间距和不等间距两种方式。道距的选择一般为1～10m，可按勘探目的层深

度、地层展布、仪器道数以及激发能量等情况而定。

5.3.2 数据处理

折射波法资料处理及解释的一般流程如图5.20所示。图中真正与波场处理有关的项目是在初至拾取以前的预处理工作，后续的大部分处理工作一般称为解释性处理。

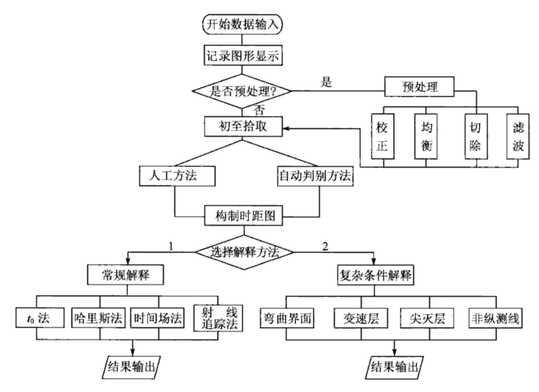


图5.20 折射波法资料处理解释流程框图

预处理中，主要是为突出初至折射波，压制其他波场（包括反射波）为目的的处理。对于浅层折射波法勘探而言，为了不丢掉浅层信息，要选择校正基准面。地表起伏不大时，基准面可选为水平的；当地表起伏较大时，可沿着起伏变化，选择浮动基准面（最好是直线型）进行校正。在初至拾取中，一般采用的方法是手工拾取或人机交互式拾取。拾取的时间位置应是初至折射波的起跳前沿，不是极大处的峰值，与反射波的同相轴拾取不同。

5.3.3 资料解释

解释工作可分为定性解释和定量解释两部分。定性解释主要是根据已知的地质情况和时距曲线特征，判断地下折射界面的数量及其大致的产状，是否有

断层或其他局部性地质体的存在等，为选择定量解释方法提供依据。定量解释则是根据定性解释的结果选用相应的数学方法或作图方法求取各折射界面的埋深和形态参数。有时为了得到较精确的解释结果，需要反复多次进行定性和定量解释。然后根据解释结果构制推断地质图等成果图件，并编写成果报告。

在解释方法选择中，可分为常规解释方法和复杂条件解释方法两类，各类中又分别包含有各种不同的方法和不同的情况。通常当折射界面为正常的水平或倾斜速度界面时，可选用常规的解释方法，若是其他一些特殊形态的地质体和岩层，则应选用相应的复杂方法进行解释，参见图5.20。

5.3.3.1 常见地质构造现象的时距曲线

(1) 透镜体的折射波时距曲线

在层状介质上进行折射波法勘探时，如果发现时距曲线上有不正常的滞后段或突然的“脱节”现象，很可能就是存在局部性低速体（或不连续的低速层）的一种标志。图5.21为一个反映低速透镜体的折射波时距曲线图，根据其相遇时距曲线上的“滞后”时间的异常范围，可大致确定透镜体沿测线分布的长度。根据“滞后”时间 Δt，可近似估算出透镜体的中心厚度。

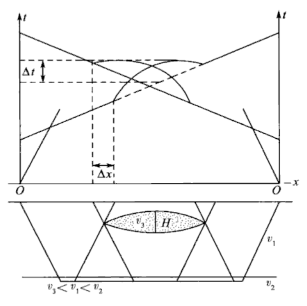


图5.21 存在低速透镜体的时距曲线图

(2) 尖灭层的折射波时距曲线

在图5.22表示了一个间断的低速层对时距曲线产生的影响。当折射波通过低速层时，在时距曲线上表现“脱节”现象，根据其“脱节”时间 Δt 的大小，可利用计算透镜体厚度的办法来估算低速层的厚度。这种间断的低速层和

尖灭层的情况非常相似，对时距曲线的影响也大致类同。

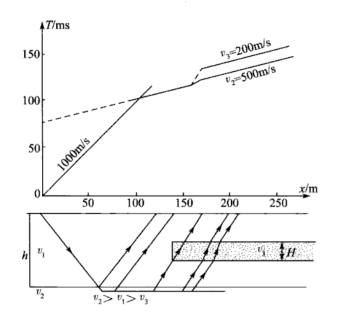


图 5.22　存在间断低速层的时距曲线图

(3) 直立构造的折射波时距曲线

如果由于断层等构造形成一个阶梯式的界面，如图 5.23 所示，这种时距曲线的变化将更为复杂。在阶梯界面以下介质速度为 v_2 的情况下，角点 A 的上方的两侧时距曲线有较大的脱节，并且在 A 点将产生绕射波。当两侧时距曲线的“脱节”时间 Δt 清晰时，可求出阶梯的高度 Δh。当直立阶梯构造两侧

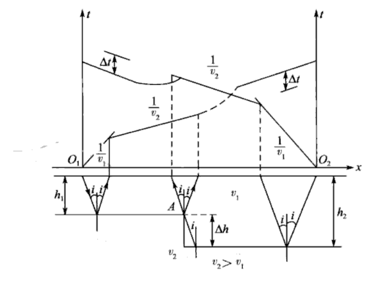


图 5.23　直立阶梯构造正反向折射波时距曲线图

的波速不相同时，两侧的时距曲线除脱节处还存在视速度的变化。

5.3.3.2 时距曲线的解释

(1) 单支时距曲线的解释

在解释时，首先绘出时距曲线，并根据时距曲线的变化分别求出其交叉时和速度，然后求出各折射层的底界埋深，最后按 t_0 法给出折射界面（图5.24）。

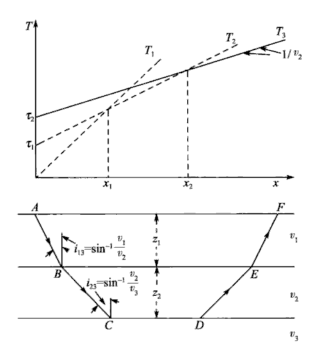


图5.24 水平三层构造时距曲线图

(2) 相遇时距曲线的 t_0 法

该方法又称 t_0 差数时距曲线法，是解释折射波相遇时距曲线最常用的方法之一。在折射界面的曲率半径比其埋深大得多的情况下，t_0 法通常能取得较好的效果，且具有简便快速的优点，其方法原理如图5.25所示，其中折射波相遇时距曲线 S_1 与 S_2，两者的激发点分别为 O_1 和 O_2。以各观测点为同心，以其对应的厚度 h 为半径画弧，可得出一系列圆弧，圆弧的包络线即为折射界面的位置。

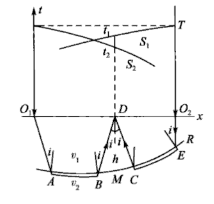


图5.25 t_0 法求折射界面示意图

5.3.4 应用实例

（1）青海某地基岩面探测

图5.26是青海某地的一个实测剖面，采用多重相遇观测系统，道间距10m，经时距曲线绘制和常规解释后，较好地划分出潜水面和基岩界面。

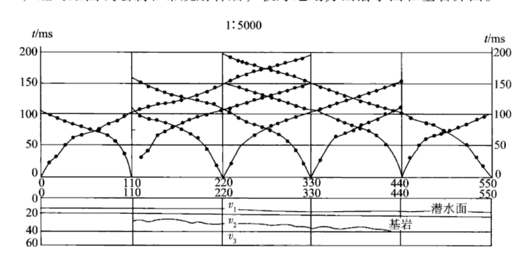


图5.26 实测折射波时距曲线及解释结果图

（2）地下固体废料污染的监测

据文献报道，城市垃圾的P波速度大体上在370～720m/s之间，而S波速度大体上在160～200m/s之间。如果下面的层位比上面层位的波速高，则地震折射法可以探测出两者之间的平缓界面，它常用于查明浅部未固结层的厚度和基岩的起伏。非渗透基岩面上的凹陷对污染渗入液和淋液起到控制作用，它是可以利用地震折射法追踪的。但是，废料堆和非固结沉积之间的界面用地震折射是难于发现的，因为它们二者的波速往往相当接近。地震反射法主要适于探测废料场下方的地质构造，如确定含水层的位置、厚度和延伸，以及探测对地下有害液体流动起导向作用的断层。

5.4 瑞利波法

瑞利波法勘探实质上是根据瑞利面波传播的频散特性，利用人工震源激发和接收多种频率成分的瑞利面波，寻求地下介质波速随频率的变化特征，确定地表岩土瑞利波速度随场点坐标的变化关系，以解决环境与工程地质问题。

根据激发震源的不同方式，瑞利波法有频率域观测的稳态法和时间域观测的瞬态法两种。稳态法应用时间较长，方法技术也较为成熟，但缺点是设备笨重，不利于提高效率。瞬态法则具有轻便、快捷、效率高的特点，所用的采集系统就是地震勘探数据采集系统。

瑞利波法与折射波法和反射波法相比，其独特之处是它不受地层速度差异的影响，对于波阻抗差异较小的地质体界面较折射波法和反射波法反映明显，纵横向分辨率较高，勘探深度较浅。

瑞利波法可解决的环境与工程问题有地层划分，地基加固处理效果评价，岩土的物理力学参数原位测试，公路、机场跑道质量无损检测，地下空洞及掩埋物的探测等。

5.4.1 瑞利波勘探原理

瑞利波沿地面表层传播，表层的厚度约为一个波长。同一波长的瑞利波的传播特性反映了地下地质条件在水平方向的变化情况，不同波长的瑞利波传播特性反映了地下不同深度介质的物性情况。在地面上沿波的传播方向，以一定的道间距 Δx 布设 $N+1$ 个检波器，就可以检测到瑞利波在 $N\Delta x$ 长度范围内的传播过程。设瑞利波的频率为 f，相邻检波器记录的瑞利波的时间差为 Δt 或相位差为 $\Delta\varphi$，则求得相邻道 Δx 长度内瑞利波的传播速度和平均速度式（5.9），相应地可得到频散曲线（v_R-f 曲线）和转换曲线（$v_R-\lambda$ 曲线）。

$$\begin{cases} v_R(f) = \Delta x/\Delta t = 2\pi f\Delta x/\Delta\varphi(f), \quad \lambda = v_R/f \\ \bar{v}_R = N\cdot\Delta x/\sum_{i=1}^{N}\Delta t_i = 2\pi f_i\cdot N\cdot\Delta x/\sum_{i=1}^{N}\Delta\varphi_i \end{cases} \tag{5.9}$$

频散曲线和转换曲线的变化规律与地下地质条件存在着内在联系，通过对频散曲线进行反演解释，可得到地下某一深度范围内的地质构造情况和不同深度的瑞利波传播速度 v_R 值，由此可对地下岩土的物理性质做出评估。

稳态瑞利波野外勘探中，激振器在地面上施加频率为 f 的简谐竖向激振时，频率为 f 的瑞利波以稳态的形式沿表层传播（图 5.27），利用地面上布设的检波器可测量出相邻道瑞利波的同相位时间差 Δt，根据式（5.9）计算出 f_1 频率瑞利波传播速度 v_{f1}。改变激振器的振动频率 f，就可以测得当前频率 f 下的 v_f。当激振器的频率从高向低变化时，可以测得一条 v_R-f 曲线。当速度变化不大时，改变频率就可以改变勘探深度，频率越高，波数越小，勘探深度也越浅。

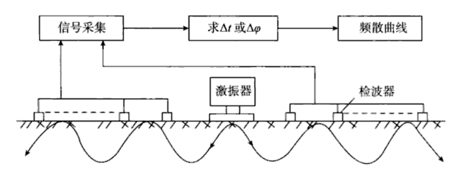


图 5.27 稳态面波法工作原理示意图

瞬态瑞利波法检测的实质是通过测量不同频率瑞利波的传播速度，来探测不同深度（距离）的岩土介质性质。工作中在地面上施加一瞬间冲击力后，在地面表层就有瑞利波的传播（图 5.28）。这种方法产生的瑞利波是由许多简谐波叠加而成，以脉冲的形式向前传播。用人工震源（如锤击、夯击、爆炸等）使诸如地面的自由表面产生包含所需频率范围的瞬态激励。瞬态法记录的信号要经过频谱分析，相位谱分析，把各个频率的瑞利波分离开来，从而得到一条频散曲线（v_R-f 曲线）和转换曲线（$v_R-\lambda$ 曲线）。

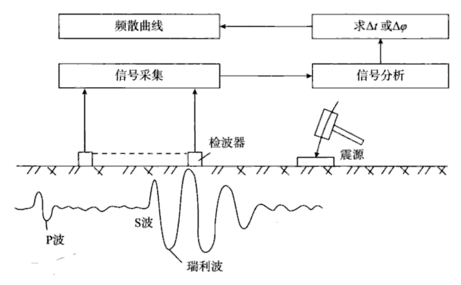


图 5.28 瞬态面波法工作原理示意图

瑞利波的能量主要集中在介质的自由表面附近，其深度大体在一个波长深度范围内，由半波长理论，所测量的瑞利波的平均波速 v_R 可以认为是 1/2 波长深度处介质的平均弹性性质，即勘探深度为

$$\bar{H} = \frac{\lambda_R}{2} = v_R/2f \qquad (5.10)$$

两个观测点之间的距离也要随着波长的改变而改变。对于勘探较深的低频而言，Δx 要大，才能测到较为正确的相位。对于勘探较浅的高频来说，Δx 要小。根据实际经验，Δx 取 $\frac{1}{3}\lambda_R \sim 2\lambda_R$ 间距离较为合适，即在一个波长内的采样点数，要小于在间距 Δx 内的采样点数的 3 倍，大于在 Δx 内的采样点数的 0.5 倍。这个滤波准则要针对不同的仪器分辨率和场地的实际情况做适当调整。

5.4.2 瑞利波工作方法

5.4.2.1 稳态激振法

（1）工作布置

瑞利波勘探一般采用纵观测系统，即激振点和检波器排列在一条直线上，利用地震仪作为信号采集仪器，可连续进行测量，也可以一定间隔布点进行点测，则激振器两边各放置 3～4 道检波器为宜。

为简化计算工作，道间距 Δx 一般为等间隔。在稳态等幅激振条件下，Δx 应满足 $\Delta x \leqslant \lambda_R = v_R/f$。在稳态变幅激振条件下，$\Delta x$ 应满足 $\Delta x \leqslant N\lambda_R$，其中 N 为激振信号相邻两大振幅间的周期数。

（2）参数选择

所采用的工作频率范围和频率间隔与勘察目的、分辨率、精度以及地质条件等因素有关。在选择频率范围时，主要考虑要求的勘探深度。确定采用的频率间隔时，主要考虑精度和分辨率。

设深度分辨率为 ΔH（m），波长变化为 $\Delta\lambda = \Delta H/\beta$（其中 β 为深度转换系数），那么频率间隔 f_{i+1}（即相邻频点差）由勘探深度 H_i 来确定。即

$$f_{i+1} = \frac{v_R}{\Delta\lambda_R + \lambda_{R_i}} = \beta\frac{v_R}{\Delta H + H_i}$$

如果场地要求勘探深度为 0.5～15m，波速 v_R 为 150m/s，则频率范围可取 200～6.5Hz。如果上述场地 ΔH 为 0.5m，则 $\Delta\lambda = 0.76$m，β 取 0.65，则勘探深度 H 达到 15m 时，频率应为 6.5Hz。实际条件下，地下介质不是均一的，可对 v_R 值变化较大的某些频点间隔进行适当加密。

（3）激发与接收

安装激振器，并给激振器一定频率的电流，使之开始激振，当激振器工作稳定后，方能进行瑞利波信号的采集接收。

检波器的选择要使检波器适用频带与瑞利波工作频带一致。动圈式检波器的自振频率不同，频带也有较大差别，使用时应对其进行测试。

测试工作开始前，应对接收仪器的各种参数进行调试，记录长度应保证有 2～3 个信号周期，增益的大小应能使得瑞利波的振幅显示 3～5mm 为宜，以便通过屏幕对接收的信号质量进行监视。

5.4.2.2 瞬态激振法

瞬态瑞利波法与稳态瑞利波法相比虽然有许多优势，但是还存在许多问题，主要是瞬态激振的功率密度谱分布不均，许多频率能量太小，随机干扰大，以至于频散曲线与理论相差太大，常常无法利用。为了克服这些缺点，又发展了一种新的瑞利波勘探方法——瞬态多道瑞利波勘探技术，它可以通过多次叠加和多道相关叠加，使得频谱能量加大，干扰减小，测试结果更为可靠。瞬态多道瑞利波法是在地面上沿着波传播的方向布置间距相等的多个拾振器，一般可为 12 个或 24 个，将多个拾振器信号通过逐道频谱分析和相关计算，并进行叠加，得出频散曲线上的反映更加突出，判断准确性大大增强。

（1）工作布置

瞬态法工作布置中，为了使两检波器接收的信号有足够的相位差 $\Delta\varphi$，两检波器距离 Δx 应满足 $\lambda_R/3 < \Delta x < \lambda_R$，两检波器间的相位差 $\Delta\varphi$ 应满足 $2\pi/3 < \Delta\varphi < 2\pi$。随着勘探深度的增大，$\lambda_R$ 增大，Δx 的距离也应相应增大。

（2）激发与接收

瞬态法震源一般采用落重法，即以一定质量的重块，提升一定高度后，自由落下撞击地面，从而产生瑞利波。当进行浅部测试时，可采用小铁锤，当测试深度较大时，可采用大铁锤或重铁块为震源。

瞬态法勘探的记录与浅层地震勘探类似，但在资料分析时，主要采用频谱分析，而目前的记录仪大部分是数字化记录仪，频谱也是离散化的。高频时记录时间可短些；低频时记录时间应长些。如要求分辨率为 0.5m，在 10～6.5Hz 范围内，记录时间不应小于 5000 ms。

瞬态法的有效信号和干扰信号在记录上难以区别时，应在同一激发点重复接收 3～5 次，把重复接收的信号叠加，取其平均值，加强有效信号，压制干扰信号。在测点的一侧激振和接收完成后，可把震源移至测点的另一侧，再重复激振接收 3～5 次。把两侧的测量结果平均，作为该点的最终结果。

5.4.3 资料处理与解释

瑞利波勘探采集到的原始资料是瑞利波沿地面传播的振动波形，对原始资料须经过室内整理、计算和解释才能得到所需的勘探结果。归纳起来，室内主

要工作有：①对原始资料进行整理，检查核对记录；②计算各频率下瑞利波的传播速度；③绘制实测频散曲线图及有关的辅助图件；④根据频散曲线的变化，对层数和各层速度的厚度变化范围给出定性解释；⑤定量解释，确定各层的厚度，计算各层的瑞利波传播速度；⑥根据不同的勘探目的，对资料做出地质解释或对各层的岩土工程性质做出评价。

5.4.3.1 数据整理

瑞利波勘探每一排列或每一测点需记录数十个频点（稳态法）或数十次激振的记录（瞬态法），数据整理主要是检查记录质量是否合格、校对剖面号、检查测点是否正确、核实记录的频率与实际波形的频率是否一致等。

5.4.3.2 资料解释

瑞利波勘探的第一手资料是各频率的传播速度，在稳态法勘探中，主要采用同相位时间差法和相位差法。在利用天然地震中的瑞利波研究深部地质构造时，峰谷法采用时间差法；在利用数值计算时，采用相位差法。

（1）瑞利波传播速度的计算

稳态法瑞利波传播速度的计算方法有时间差法和互相关分析法。时间差法是由地面上两检波器间的距离除以两检波器接收的瑞利波的同相位时间差所得的商为瑞利波的传播速度。

瞬态瑞利波速度的计算是由地面上沿波的传播方向上两处的信号，计算互相关函数，互相关函数进行傅氏变换求取互相关谱，互相关谱的相位就是地上两点的相位差。根据不同频率的相位差，就可以计算出不同频率谐波的瑞利波传播速度 v_R。

为了评价记录信号在各频段的质量，由自功率谱可定义相干函数。如果信号来自同一振源，记录系统是理想的，则相干函数等于 1，说明信号质量良好。如果存在干扰信号及系统的非线性，都会降低信号质量，使得相干函数$\gamma(f)$小于 1。在实际应用中，应首先在相干函数图上，确定一界限值，大于该界限值的频段，认为是可靠的信号，可以用来计算 v_R 值。确定了瑞利波在地表的传播速度，可绘制频散曲线或转换曲线。曲线反映了速度随深度的变化。

（2）层厚度的确定方法

一次导数（$\partial v_R/\partial\lambda_R$）极值点法。用（$\partial v_R/\partial\lambda_R)_i$ 极值点对应的 λ_i，自乘以深度转换系数 β，可计算出相应的深度 H（$H=\beta\lambda_i$）。

拐点法。从频散曲线上找出拐点位置，并计算出拐点处所对应的波长 λ_i。根据频散曲线的变化规律，估计 v_{R1}/v_{R2}的范围，则可计算出深度。

(3) 层速度的计算方法

实测瑞利波的传播速度代表着某一深度内各层的传播速度的加权平均值（权系数与层厚度有关）。层速度计算的目的就是根据实测频散曲线，从平均传播速度中计算出各层的传播速度。有渐近线法、（$\partial v_R/\partial \lambda_R \cdot H$）极值法、近似计算法等。

5.4.4 瑞利波法的应用

(1) 冻土勘察

冻土是造成各类建筑物基础变形损毁的一种病害地质体，分为多年冻土和季节性冻土。在我国多年冻土的分布面积约占世界多年冻土面积的10%，占中国国土面积的21.5%，是世界第三冻土大国。以前对冻土地区的勘探工作，大多以工程地质测绘与调查为主要手段，重点区域采用钻探方法。现在可以利用瑞利波技术对冻土进行勘查。在冻土勘查中，可以利用面波勘探技术查明多年冻土上下限深度、边界范围及多年冻土与季节性冻土的存在关系。

图5.29是在1999年对测点K291+950勘察中，该测点瑞利波勘探解释成果与钻探结果对比图。使用仪器SWS－1A型面波采集系统，检波器为4Hz，12道接收。道间距0.5m，偏移距10m，采样间隔0.5ms，采样点数1024，震源采用18磅大锤敲击地面。从图中可看出多年冻土上下界面在频散曲线上有明显体现，且与钻孔结果对比上下误差均小于0.3m，分层精度在93%以上，误差非常小。

层底深度 m	柱状图	岩土描述
1.80		砾石
3.30		淤泥
5.80		多年冻土（砾砂）
7.90		砾石
16.00		花岗岩

图5.29 面波解释成果与钻孔对比

图5.30是于2000年在测点K239+200所采集到的瑞利波记录及频散曲线解释分层与钻孔对比情况图。从图中可知：当季节冻土与多年冻土存在不连续冻结层面时，用面波分层能精确地体现，从而可对其上部构筑物造成灾害的地质原因做出明确的判定，提出相应的改造措施。

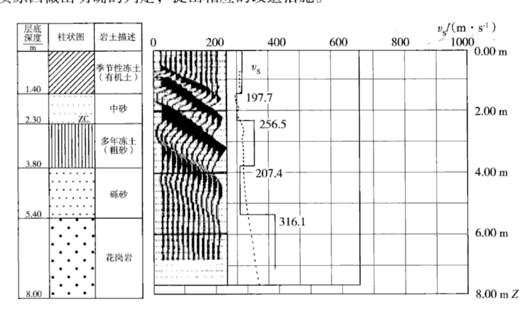


图5.30　面波原始记录解释成果与钻孔对比

（2）饱和砂土层的液化判别

利用面波勘探技术还可以对饱和砂土层的液化进行判别。当较松散的饱和砂土层受到振动时就会被振实，体积减小。如果不排水，孔隙水压力就会增高。在连续振动条件下，砂土层内的孔隙水压力增高到了某个时候，孔隙水压力就会等于上覆土压力，在这种情况下，砂土层就不再具有抗剪强度，而处于液化状态。可见，饱和砂土层在振动作用下液化与否，与砂土层的密实度有关，越松散越易发生液化；反之，则不易液化。反映在波速上，波速越低越易液化；反之，不易液化。根据一定场地内的饱和砂土层的液化埋深，地下水位的深浅等地质条件，可以计算出该饱和砂土层的液化临界波速值。实测波速大于该临界值，则为非液化层；小于该临界值，则为液化层。

（3）其他

除以上应用外，面波勘探技术还可用于探测地下空洞及掩埋物（勘察时，当瑞利波的勘探深度与这些物体的深度相当时，频散曲线就会出现异常跳跃，据此可以确定其埋深及范围）、滑坡、泥石流等环境地质灾害的调查。

5.5 声波检测法

5.5.1 概述

基于声源激发的弹性波在岩体（岩石）中的传播原理，借助声波仪器测试岩体（岩石）在弹性波作用下异常的变化规律，来研究岩石的物理性质和构造特征的方法，称为声波探测。它以弹性理论为方法的理论基础，是利用岩石弹性的地球物理方法。声波探测利用的频率通常可达 $n\times10^3\sim n\times10^6$Hz，远高于地震波的声波或超声波。

声波检测可分为主动式测试和被动式测试两种工作方法。主动式测试所利用的声波由声波仪的发射系统或槌击、爆炸方式产生的；被动式测试的声波则是岩体遭受自然界的或其他的作用力时，在变形或破坏过程中由它本身发出的。主动式测试包括波速测定、振幅衰减测定和频率测定。

声波检测具有如下特点：①工作频率高（数百周到数千周），因而分辨能力强，当精细测量时，其空间分辨率可在 2m 之内；②抗低频干扰能力强，可用于外界干扰较大的工区；③具有记录直达波的观测系统，能在更大程度上利用波动力学特征进行解释，从而更灵敏地反映出非均匀地质体；④采用透射波传播特征，波形单纯，初至清晰，易于波形识别；⑤声波频率较高，衰减较快，传播距离较小，一般只适用于在小范围内对岩体等地质对象进行较详细的研究。

环境与工程地质勘探中，应用声波检测主要解决下列地质问题：①根据波速等声学参数的变化规律进行工程岩体的地质分类；②根据波速随岩体裂隙发育而降低及随应力状态的变化而改变等规律造成的围岩松弛带，为确定合理的衬砌厚度和锚杆长度提供依据；③测定岩体或岩石试件的力学参数如杨氏模量、剪切模量和泊松比等；④利用声速及声幅在岩体内的变化规律进行工程岩体边坡或地下硐室围岩稳定性的评价；⑤探测断层、溶洞的位置及规模、张开裂隙的延伸方向及长度等；⑥定量研究岩体风化壳的分带；⑦工程灌浆后的质量检查；⑧天然地震及地压等灾害的预报等。

声波检测应用的频率高、波长短、受岩石的吸收和散射比较快，故声波探测对岩体的研究较为详细、探测范围较小、工作简便、快速、经济，便于重复测试、对测试的岩体（岩石）无破坏作用等优点。声波检测已成为环境与工程检测中的重要手段之一。

5.5.2 声波检测的原理

(1) 检测原理

声波检测的基本原理与地震勘探的原理十分类似，是以研究弹性波在岩土介质中的传播特征为基础。声波在不同类型的介质中具有不同的传播特征。当岩土介质的成分、结构和密度等因素发生变化时，声波的传播速度、能量衰减及频谱成分等都将发生相应的变化，在弹性性质不同的介质分界面上还会发生波的反射和折射。因此，用声波仪器探测声波在岩土介质中的传播速度、振幅及频谱特征等，便可推断被测岩土介质的结构和致密完整程度。

例如，当对某岩体（或硐）进行声波探测时，只要将发射点和接收点分别置于该岩体或硐的不同地段，根据发射点和接收点的距离和声波在岩体中的传播时间，即可算出被测岩体的波速 v。也可根据声波振幅的变化和对声波信号的频谱分析，还可了解岩体对声波能量的吸收特性等，从而对岩体作出评价。声波检测过程如图 5.31 所示。

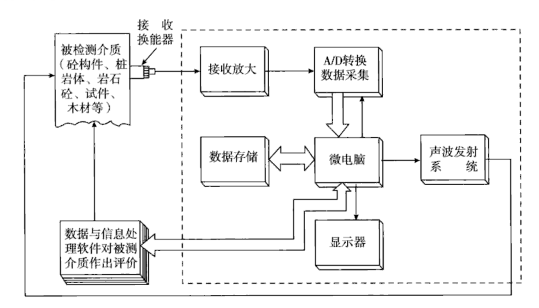


图 5.31 声波检测过程示意图

(2) 检测仪器

声波仪主要由发射系统和接收系统两部分组成。发射系统包括发射机和发射换能器。接收系统由接收机、接收换能器和用于数据记录和处理用的微机组成。

发射机是一种声源讯号发生器。其主要部件为振荡器，由它产生一定频率的电脉冲，经放大后由发射换能器转换成声波，并向岩体辐射。

电声换能器是一种实现声能和电能相互转换的装置。其主要元件是压电晶体，一种天然的（或人工制造的）晶体或陶瓷。压电晶体具有独特的压电效应，将一定频率的电脉冲加到发射换能器的压电晶片时，晶片就会在其法向或径向产生机械振动，从而产生声波，并向介质中传播。晶片的机械振动与电脉冲是可逆的。接收换能器接收岩体中传来的声波，使压电晶体发生振动，则在其表面产生一定频率的电脉冲，并送到接收机。

根据测试对象和工作方式的不同，电声换能器也有多种型号和样式，如喇叭式、增压式、弯曲型等，还有测井换能器和横波换能器等。

接收机是将接收换能器接收到的电脉冲进行放大，并将声波波形显示在荧光屏上，通过调整游标电位器，可在数码显示器上显示波至时间。若将接收机与微机连接，则可对声波讯号进行数字处理，如频谱分析、滤波、初至切除、计算功率谱等，并可通过打印机输出原始记录和成果图件。

5.5.3 声波检测的方法

(1) 工作方式

岩体声波探测的现场工作，应根据测试的目的和要求，合理地布置测网、确定装置距离、选择测试的参数和工作方法。

测网的布置应选择有代表性的地段，力求以最少的工作量解决较多的地质问题。测点一般应布置在岩性均匀、表面光洁、无局部节理、无裂隙的地方，以避免介质不均匀对声波的干扰。装置的距离要根据介质的情况、仪器的性能以及接收的波形特点等条件而定。

(2) 测试方法

将各种测试方法归纳总结，由表 5.1 列出。现有的测试方法分为三大类，即透射法、折射法和反射法。三大类中又各有平面测试及孔中测试。所用振源，根据情况可选用换能器发射、锤击、电火花。

出于纵波较易识读，因此当前主要是利用纵波进行波速的测定。在测试中，最常用的是直达波法（直透法）和单孔初至折射波法（一发二收或二发四收）（图 5.32）。反射波法目前仅用于井中的超声电视测井和水上的水声勘探。陆地上的反射波法还处于试验阶段。

表 5.1 声波检测方法总汇

检测方法		透射法	折射法	反射法
平面测试		完整性、缺陷、强度、力学参数测试	砼损伤层检测	砼路面厚度测试
发射	换能器			
接收	换能器			
平面测试		完整性、缺陷、强度、力学参数测试	岩体松动范围检测	基桩完整性测试
发射	锤击			
接收	换能器			
孔中测试		岩体强度、结构划分、基桩完整性检测	岩体风化壳、软弱结构面划分	砼厚度及缺陷检测
发射	换能器			
接收	换能器			
孔中测试		岩体横波声速分层、弹性力学参数测试	纵横波声速地层分层评价、弹性力学参数测试	
发射	锤击			
接收	换能器			
平面测试		岩体软弱结构面、溶洞检测（CT层析成像）	岩体软弱结构面及溶洞检测	岩体的溶洞及裂缝检测
发射	电火花			
接收	换能器			

注：换能器；锤击；电火花；→声线；T发射；R接收；P加压力；三分量检波器；剪切锤。

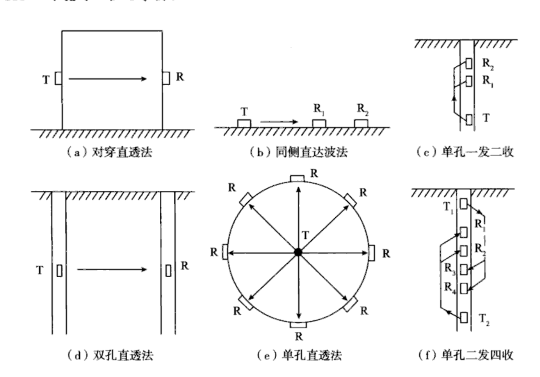


图 5.32 常用的几种现场工作示意图

T—发射换能器；R—接收换能器

5.5.4 声波检测的技术

5.5.4.1 岩体力学参数的测定

岩体的弹性模量、泊松比、抗压强度等力学参数，对于工程围岩稳定性的评价以及进行工程设计和施工等都是极其重要的基本数据，都可通过声波检测来测定。

利用声波仪测出发射与接收换能器之间距离为 L 时的直达波旅行时间 t，可求出弹性波的速度 v。在已知岩石密度 ρ 的条件下，根据其函数关系，可换算出岩体的各种力学参数。

试验证明，在室内进行岩石标本测试时，要求发射到岩石内的声波，其波长 λ 远小于岩石试件的尺寸，而大于岩样的组成粒径。试件横向（垂直于波传播方向）的尺寸，不小于波长的 10 倍，试件中脉冲穿过岩石的旅行距离至少为平均粒径的 10 倍。若以边长 $d=5\text{cm}$ 的正方体为例，当岩样中的波速 $v=3000\text{m/s}$ 时，所要求的最低工作频率 $f=v/\lambda=V/0.1d=600\text{Hz}$。进行岩样声波测试时，只有使用高频的超声波仪器，才能忽略岩样边界对声波的影响。

对于同一岩体（岩石），弹模数值与岩性有关，还与加载的方式有关。用静力测试的方法称为静力法，测得的弹模称为静弹模量，以 E_s 表示。在快速

瞬间加载情况下的测试方法，称为动力法，测得的弹模称为动弹模量，以 E_d 表示。E_s 和 E_d 是在不同物理条件下测出的，一般 $E_d > E_s$。有些单位给出了它们的经验的关系曲线，即 $E_s = 0.1E_d^{1.45}$（长办）或 $E_s = 0.025E_d^{1.7}$（中国科学院地质所）。

动力法和静力法测试各有优缺点。静力法测得的 Es 值与基础荷载条件相近，只能选择有代表性的少数典型地段进行测试。由于静力法在一个测点上应力影响的范围有限，少数地段的测试，只能反映岩体局部的变形特点，因而不能满足工程设计的数量要求。动力法测试采用最新的电子技术，具有设备轻巧，测试简便，经济迅速，可大量施测等优点，而且近代许多工程建筑还要考虑动力的特点，因此声波（或地震勘探）测出的动弹模量具有实用价值。但是目前工程设计人员一般还是要求给出与基础荷载条件相近的静弹模量值，因此往往要把声波或地震勘探测得的动弹模量换算成静弹模量。

5.5.4.2 岩体的特征参数

声波检测能作为岩体分类主要手段是由于岩体的成因、类型、结构面特征、风化程度等地质因素，与岩体的力学性质有关，岩体的力学性质与声波在岩体中的传播规律有着密切的联系。

环境与工程地质中，我们用纵波速度 v_P、弹性模量 E、裂隙系数 L_s、完整性系数 K_w、风化系数 β 及衰减系数 α 等来描述岩体的特征参数。

(1) 纵波速度 v_P

一般说来，岩体新鲜、完整、坚硬、致密，波速就高；反之，岩体破碎、结构面多、风化严重，波速就低。由于波速是反映岩体强度的各种地质因素综合影响的参数，因此它是岩体特征最基本的参数。

(2) 完整性系数 K_w 和裂隙系数 L_s

完整性系数 K_w 是描述岩体完整情况的系数。裂隙系数 L_s 是表征岩体裂隙发育程度的系数。通常用式（5.11）表示：

$$K_w = \left(\frac{v_{P体}}{v_{P石}}\right)^2, \qquad L_s = \frac{v_{P石}^2 - v_{P体}^2}{v_{P石}^2} \tag{5.11}$$

式中：$v_{P体}$ 为岩体的纵波速度；$v_{P石}$ 为同一岩体的岩石试件的纵波速度。

测出完整岩石的 $v_{P石}$ 和待测岩体的 $v_{P体}$ 值，可以计算出出完整性系数和裂隙系数，定量说明岩体结构面的发育情况。一般把岩体完整性情况分为三个等级：①$K_w = 0.75 \sim 0.9$；②$K_w = 0.45 \sim 0.75$；③$K_w < 0.45$。把裂隙发育情况分为五个等级（表 5.2）：①$L_s < 0.25$；②$L_s = 0.25 \sim 0.50$；③$L_s = 0.50 \sim 0.65$；④$L_s = 0.65 \sim 0.80$；⑤$L_s > 0.80$。根据上述纵波速度与岩体结构面和完整性的

关系可知，K_w 大或 L_s 小表明被测岩体结构面少、完整性好；反之，则结构面多、完整性差。

表 5.2 基于特性参数的岩体状态分级

符号	岩质	岩体状态	完整性系数 K_w	裂隙系数 L_s
A	极好	岩体新鲜、节理少，无风化变质	>0.75	<0.25
B	良好	节理稍发育，极少张开，沿节理稍有风化，岩块内部新鲜坚硬	0.5 ~ 0.75	0.25 ~ 0.50
C	一般	岩块较新鲜，表面稍风化，一部分张开，含有粘土	0.35 ~ 0.5	0.5 ~ 0.65
D	差	岩块坚硬，节理发育、表面风化，含有泥及粘土	0.20 ~ 0.35	0.65 ~ 0.80
E	很差	风化变质，岩体显著弱化	<0.20	>0.80

（3）风化系数 β

风化系数 β 是一个表示岩体风化程度的系数。β 值愈大，风化程度愈高；β 值愈小风化程度愈低。根据岩体波速随岩体风化而减小的特点，风化系数可用式（5.12）表示：

$$\beta = \frac{v_{P新} - v_{P风}}{v_{P新}} \tag{5.12}$$

式中：$v_{P新}$ 为新鲜岩体的纵波速度；$v_{P风}$ 为同类风化岩体的纵波速度。

根据风化系数 β，岩体可分为四级，见表 5.3。

表 5.3 岩体分化程度分级

风化等级	风化程度	岩体状态描述	风化系数 β
0	未风化（新鲜）	保持原有组织结构，除原生裂隙外见不到其他裂隙	<0.1
Ⅰ	微风化	组织结构未变，沿节理面稍有风化现象，在邻近部分的矿物变色，有水锈	0.1 ~ 0.25
Ⅱ	弱风化	岩体结构部分被破坏，节理面风化，夹层呈块状球状结构	0.25 ~ 0.50
Ⅲ	强风化	岩体组织结构大部分或全部被破坏、矿物变质、松散、完整性差	>0.50

（4）衰减系数 α

声波在岩体中传播的特征，其波速、振幅随岩体性质不同而发生变化。试验证明，声波在不连续面上的能量衰减比较明显，因此衰减系数 α 可以反映岩体节理裂隙发育的程度。其表示式为

$$\alpha = \frac{1}{\Delta x}\ln\frac{A_m}{A_i} \tag{5.13}$$

式中：A_i 为固定某增益时，参与比较的各测试段的振幅实测值，以mm为单位；A_m 为参与比较的各测试段中振幅的最大值，以mm为单位；Δx 为发射换能器到接收换能器的距离，即测试段的长度，以cm为单位；α 为参与比较的各测试段介质的振幅相对衰减系数，以 cm^{-1} 为单位。

由式（5.7）可见，当 $A_i = A_m$ 时，相对衰减系数 α 为零，表明该段岩体在参与比较的各测试段中质量最好；A_i 越小，α 就越大，表明该段岩体质量越差。根据这一原理，衰减系数可用于岩体分类的指标，也可用于测定工程爆破引起的周围岩体破裂影响范围等方面。

根据工程地质调查和试验，将上述参数进行综合分析，可对岩体进行总体分类评价（表5.4）。

表5.4 弹性波参数与岩体类型特征

岩体类别		Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	Ⅴ
弹性波系数	纵波速度 v_P (km·s^{-1})	4.0~6.0	3.0~4.0	2.0~3.5	1.0~2.5	<1.0
	完整性系数 K_w	>0.75	0.5~0.70	0.35~0.50	0.2~0.35	<0.2
	裂隙系数 L_s	<0.25	0.25~0.50	0.50~0.65	0.65~0.80	>0.60
	风化系数 β	<0.1	0.1~0.2	0.2~0.4	0.40~0.6	0.6~1.0
	纵、横波比值 v_P/v_S	1.7	2.0~2.4	2.5~3.0	>3.0	
岩体特征		完整、坚硬	层块状，裂隙稍发育、稍风化	碎裂状、裂隙发育、风化	松散、裂隙很发育、强风化	松散、裂隙极发育、严重风化
稳定性评价		稳定	基本稳定	稳定性较差	不稳定	极不稳定

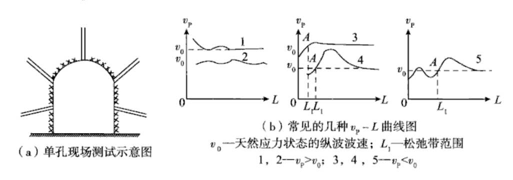
5.5.4.3 围岩应力松弛带的测定

在硐壁应力下降区，岩体裂隙破碎，以致波速减小，振幅衰减较快。反之，在应力增高区，应力集中，波速增大，振幅衰减较慢。因此利用声波速度随孔深的变化曲线，可以确定松弛带的范围。

现场工作是在垂直于硐壁布置若干组测孔，每组1或2个测孔，孔深为硐径的1~2倍。在一个断面上测孔应尽可能选择在地质条件相同的方位，以减少资料解释的困难。为保证换能器与岩体耦合良好，边墙测孔可向下倾斜5°~10°。拱顶处因钻孔向上，应采用止水设备。测试时可采用单孔法（一发

两收的初至折射波法）或双孔法（直透法，逐点同步测试）。先在测孔中注满水作为耦合剂，然后从孔底到孔口每隔一段距离（一般为20cm）测量一次声速值。将测试结果绘成波速随孔深变化的 $v_P - L$ 曲线，便可进行解释。

图5.33是单孔测试方法和几种常见的 $v_P - L$ 曲线类型。其中 $v_P > v_0$ 曲线（曲线1，2），表明无松弛带；硐壁附近 $v_P < v_0$ 的曲线（曲线3，4）和 $v_P < v_0$ 的多峰值曲线（曲线5），则表明存在应力松弛带。解释时，由 $v_P - L$ 曲线图中点的坐标 L_1 值确定松弛带的厚度。



（a）单孔现场测试示意图

（b）常见的几种 $v_P - L$ 曲线图
v_0—天然应力状态的纵波波速；L_1—松弛带范围
1，2—$v_P>v_0$；3，4，5—$v_P<v_0$

图5.33 测试布置及常用的 $v_P - L$ 曲线图

5.5.5 声波检测的应用

（1）在地质灾害勘察中的应用

声波测试技术在地质灾害勘察中的应用主要可以分为以下两个方面：一是工程场地及灾害地质体的勘察，包括：第一，断层、破碎带、滑坡体滑床等勘查；第二，探测地下岩溶、古洞、空洞、埋设物、矿区采空区等的空间位置及规模；第三，查明地下构造、渗漏带、水流通道和方位，圈定破碎带位置和范围；第四，建筑物地基、铁路、公路路基等不良地质体检测，水电站、核电站及大型桥梁桥墩选址勘查。二是对地质灾害防治工程施工过程中的监测及检测，包括：第一，岩体灌浆补强施工质量检测；第二，混凝土灌注桩完整性检测；第三，地面混凝土构筑物强度检测与评价；第四，地面混凝土构筑物缺陷（裂缝、空洞、不密实区等）检测；第五，边坡、洞室岩体爆破后松动范围检测；第六，喷锚支护法喷射混凝土厚度检测。

在关塘口滑坡勘察中的应用。关塘口滑坡位于重庆市万州区，滑坡区第四系地层广泛分布，有人工填土、滑坡堆积、坡积、崩积。上部岩性为第四系人工填土（以粉质粘土为主，夹砂、泥岩碎块石）；崩滑堆积（为太白岩老崩滑体，分布整个滑坡区，为粉质粘土为主，夹砂、泥岩碎块石及砂岩孤石）。下部岩性为侏罗系中统上沙溪庙组，主要由紫红色泥岩和灰色砂岩组成，岩体完

整，分布稳定。测试采用全波列单孔声波测井，使用的仪器是 SSJ－4D 全波列声波测井仪。工作主要是在设计勘察范围的上、中、下部的控制性勘探孔内进行的，覆盖了整个工区范围的各条剖面线。通过对各钻孔的声波测井曲线分析、对比、归纳，表5.5列出了根据所测声波曲线、钻孔资料，综合该区域地质情况得出的关塘口滑坡各地层岩性纵波波速结果。

表5.5 关塘口滑坡主要地层岩性波速值

地层岩性	杂填土	粉质粘土	砂土	碎块石土	砂质泥岩	砂岩
波速平均值 $v_P/(m \cdot s^{-1})$	1620	1800	2200	2450	3200	3600

（2）在测井中的应用

图5.34是声波测试成果图与钻孔柱状图（ZK3 钻孔）的对比图。该图包括钻孔柱状图、时差曲线、波速曲线、地质波速分层四部分。

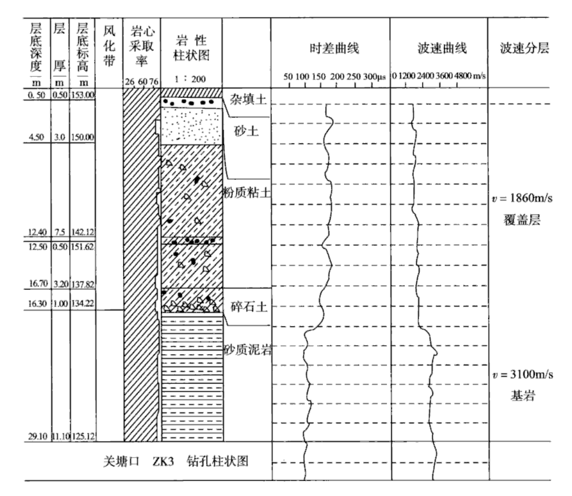


图5.34 声波测井成果图与钻孔柱状图的对比图

时差曲线是经原始数据计算处理的时差数据曲线。波速曲线是声波测井原始数据经过专业计算机软件处理后的重要成果，是判断、划分岩层和滑带的主要依据。波速曲线图较直观地反映了所测钻孔的波速变化情况，即地层、岩性变化情况。同时结合时差曲线和波速曲线给出了最终划分岩层的成果。孔声速变化特征表明波速大致可分为两部分，上部波速普遍较低（平均速度为1850m/s），曲线变化幅度较大，曲线形态呈锯齿状，反映为松散粘土夹碎块石地层。下部波速普遍较高（平均为3100m/s）且变化幅度不大，曲线较平直，判断为完整的砂岩层。20.5～24m钻孔资料表明完整岩体内部存在裂隙破碎带。

由于场地条件复杂，地层破碎较严重，塌孔较多，大部分钻孔上部有套管护壁无法取得记录，故上部覆盖层中的滑带无法确定。依据声波测试成果推断解释的滑带，为上部覆盖层与下伏基岩的岩性分界部位。图中ZK3号钻孔的滑带位置在18.5m处。可以明显地看出此井段的声波速度、幅度及频率都发生了变化。可以看出声波测井记录与钻探所描述的情况相吻合，测试效果较好。

5.6 常时微动法

在一般情况下，任何时刻在地球表面的任何地点都可以用高灵敏度的仪器观测到一种振幅很小的微弱振动，其位移一般只有几微米到几十微米，我们把这种人体难以察觉的微小振动称为微动。

从地层观测的角度可以把微动分为两类，一类是短周期微动，一类是长周期微动。前者主要是由人类活动、交通运输和机械振动等人工振动源所引起，而后者主要是由风雨、气压、雷电、火山活动等自然现象的变化所引起。通常，我们把周期小于1s的微动称为常时微动，把周期大于1s的微动称为地脉动。

常时微动与其他物探方法相比，有场源频谱丰富、观测简便易行、不受场地限制、随时随地都可获取大量信息的特点。随着计算机和信息处理技术的高度发展，常时微动及其在工程中的应用研究愈来愈受到人们的重视，在环境工程领域已经取得了明显的社会经济效益。

关于常时微动的成因和基本性质，目前有面波理论和体波理论。这两种理论都能对常时微动测得的地基振动特性作出理论解释。

5.6.1　常时微动的基本性质

5.6.1.1　常时微动的波形特征

(1) 微动源是平稳的

常时微动的稳定性关系到最终的分析结果是否可靠，目前认为常时微动是一种平稳的随机过程。若将波形 $X(t)$ 看作随机函数，它的各种概率特征参数（均值、自相关函数等）均不随时间变化，而且可以用多次观测波形的总体平均值来确定随机过程的特征，即

$$\begin{cases} m_x(t_1) = \lim\limits_{n\to\infty} \dfrac{1}{n}\sum\limits_{k=1}^{n} x_k(t_1) \\ R_x(t_1, t_1+\tau) = \lim\limits_{n\to\infty} \dfrac{1}{n} x_k(t_1) x_k(t_1+\tau) \end{cases} \tag{5.14}$$

式中：$m_x(t_1)$ 为这一随机过程的均值；$R_x(t_1, t_1+\tau)$ 为自相关函数；τ 为时间位移。

(2) 具有各态历经性质

即在某观测点上某次波形的某段观测曲线的概率特征值就能代表其总体平均值，即

$$\begin{cases} m_x(k) = \lim\limits_{T\to\infty} \dfrac{1}{T}\int_0^T x_k(t)\mathrm{d}t \\ R_x(\tau, k) = \lim\limits_{T\to\infty} \dfrac{1}{T}\int_0^T x_k(t) x_k(t+\tau)\mathrm{d}t \end{cases} \tag{5.15}$$

任何特定时间所观测的一族波点呈高斯正态分布，微动过程的期望值为零，即

$$\frac{1}{P}\int_0^P x(t)\mathrm{d}t = 0 \tag{5.16}$$

式中：P 要取足够长的微动记录时间。

(3) 微动源为白噪声

即波形 $X(t)$ 由无数多个频率分量，但强度相等的正弦波叠加而成。同时一些学者认为这一平稳的随机过程不一定具有各态历经性质，即在某观测点上某次波形的某段观测曲线的概率特征值不能代表其总体平均性质。当振源密度函数（振源数/面积）随时间变化时，必将引起增益特性和周期性的差异。为了使常时微动资料能反映出某观测点真实的地基振动特性，只有采用多次重复观测的办法，有人统计用 20 次以上观测结果的平均频谱所得到的卓越周期才是稳定的。

5.6.1.2 常时微动的时间特性

研究表明，常时微动的卓越周期在不同的时期测量，变化不大，是比较稳定的，如图5.35所示，而振幅则随时间有较大变化，如图5.36所示。在一天里，白天振幅较大，功率谱的形状较复杂。夜间，特别是午夜，功率谱的形状几乎没有什么变化，比较稳定。其间关系可用下述经验公式表达：

$$Y = 0.3X^{1.5} \tag{5.17}$$

式中：Y 为夜间的振幅，单位为 μm；X 为白天的振幅。

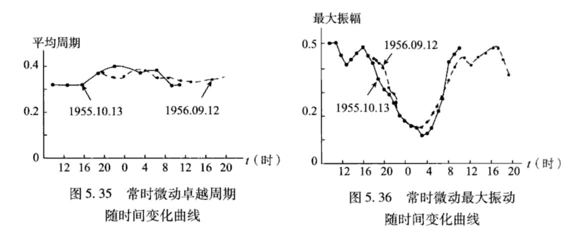


图5.35 常时微动卓越周期随时间变化曲线

图5.36 常时微动最大振动随时间变化曲线

常时微动与天气有一定关系，如风速超过5m/s时，长周期波将占优势；降水量超过30～40mm时，中长周期波占优势；地表冻结时，短周期波占优势。因此，为了得到地基振动的可靠信息，常时微动的测量应选择在夜间及风力较弱时进行，在地点上应注意避开特定的振动源，并选择平坦的地方安置拾振器。

5.6.2 测量方法与数据处理

5.6.2.1 测量方法

常时微动测量，一般可在地表、地下和建筑物中进行，如图5.37所示。在地表或建筑物中测量时，应保证观测环境在一定范围内无特定振动源（如交通和工程振动等）的影响。测点应平坦，以便于安置和调整（调平和对准方向）拾振器。在建筑物中测量时，测点应选在主轴上。地下测量可以和地表测量结合起来进行，当在钻孔中进行时，拾振器可以在基岩面上或建筑物的持力层上。

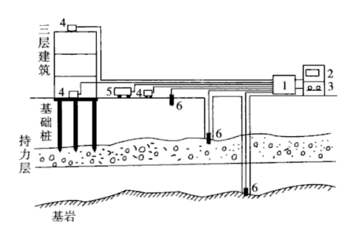


图5.37 常时微动测量方法示意图

1—放大器；2—示波器；3—磁带机；4—短周期拾振器；5—长周期拾振器；6—井中拾振器

测量系统由拾振器、放大器、滤波器、磁带记录器和波形显示器组成。拾振器一般采用固有周期为1s的速度型电磁式拾振器。如果在一个点要测两个水平分量（南北、东西）和垂直分量，就需三台拾振器。而井中拾振器采用圆筒式且带有双分量（水平）或三分量（水平、垂直）换能器的拾振器。在高层建筑物中测量时，需采用长周期拾振器。从拾振器输出的信号，通过放大器放大后输入到记录器，其间还有将速度波形转换为位移波形的积分电路以及转换为加速度波形的微分电路，可根据不同的目的选用。在数据记录器中，记录微动的波形。在交通振动等短周期干扰较大的场合，可通过滤波器压制或消除干扰。在测量时，波形显示器用于监视信息的质量，选择干扰小的波形输入记录器进行记录。

5.6.2.2 数据处理

常时微动资料处理的基本任务是获取微动的振幅及表征场地振动特性的各种周期。处理分析方法主要有两种，一种是周期频度分析，另一种是频谱分析。目前普遍采用频谱分析。

（1）周期频度分析

周期频度分析法是通过计算各种周期成分的波所出现的次数，从而得出波形和周期特性。具体做法是在观测记录中选取质量较好的记录段约2min，按波形正反向变化大致对称划一条零线，波形与零线形成一系列的交点。取相邻两点时差的2倍作为相应波的周期（精度达0.01s）。依次读取进行统计，以周期为横坐标，以不同周期波形出现的次数为纵坐标，即得到各种周期分布的频度曲线．频度最高的周期称作优势周期，记录中周期最大的称作

最大周期，用出现于记录波形上波数除以记录长度（时间）所求出的周期称为平均周期。该方法的分析结果可近似代替频谱分析，还可消除一些高频干扰，对于周期小于1s的常时微动，两种方法的处理结果在实际应用中效果相同（图5.38）。

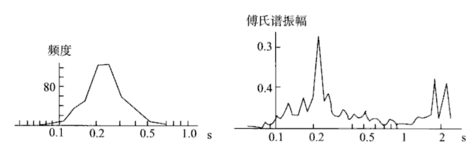


图5.38 常时微动的频度曲线与傅氏谱比较

(2) 频谱分析

由于常时微动的波实际上是由一系列频率成分所构成的复合波，了解这种复合振动中有哪些频率成分，以及各种频率成分所具有的能量，是极为重要的。对常时微动这样一种随时间作不规则振动的量，通常采用功率谱分析法。

设常时微动为时间的函数，用 $x(t)$ 表示，则将它变换到频率域的傅氏积分为

$$x(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty} x(t)\,\mathrm{e}^{-\mathrm{i}\omega t}\mathrm{d}t \tag{5.18}$$

对于常时微动这种持续时间无限，且作不规则振动的量，傅里叶积分是不能直接求得的。需将记录划分为若干段，对各个时间段分别进行傅里叶积分：

$$x(\omega) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\frac{T}{2}}^{\frac{T}{2}} x(t)\,\mathrm{e}^{-\mathrm{i}\omega t}\mathrm{d}t \tag{5.19}$$

此外，利用 $x(\omega)$ 及其共轭复数 $x^*(\omega)$ 还可以求得功率谱 $P(\omega)$：

$$P(\omega) = \frac{1}{T}x(\omega) \times x^*(\omega) \tag{5.20}$$

实际中，将明显混入噪音的时间段剔除不用，用各时间段波形的功率谱 $P_n(\omega)$ 的算术平均值表示，即可求得平均功率谱：

$$\overline{P(\omega)} = \sum_{n=1}^{N} P_n(\omega)/N \tag{5.21}$$

一般取10s为一个时间段，大约作20次左右的叠加，就能得到该观测点的比较稳定的功率谱。功率谱与傅氏谱之间没有本质区别，二者大体上成平方

关系，可理解功率谱强调结构物对某些频率成分的波的影响。

5.6.3 常时微动的应用

(1) 地震小区划

地震灾害在很大程度上取决于地基的振动特性，而常时微动反映了场地土的动力特性，其中卓越周期是表示地基振动特性最重要的量。在进行建筑物抗震设计时，要使建筑物自振周期远离场地土卓越周期，以免地震时发生共振，从而达到抗震防灾的目的。如果知道在某地区不同地点的振动特性数据，就能依据不同的振动特性，划分不同的地基类型。许多城市地震小区划都把常时微动的观测作为场地土动力特性调查的一个手段，有时也把常时微动的分析结果作为场地分区和表征场地动力特性的参考指标。

工作中按一定比例尺的测网进行常时微动测量，通过频谱分析，求出各点的优势周期。依据工程地质资料，特别是钻孔地质柱状图和标注位，制定地基分类的判定准则，最后绘出工程地质小区划图。

(2) 利用周期和振幅对地基进行分类

中国工程建设标准化协会标准《场地地微振动测量技术规程》(CES74：95)根据场地地微动记录及周期－频度曲线，将场地土分为四类：

1) 以基岩或坚硬土层为代表的坚硬场地土，其主要的周期为0.1～0.2s。

2) 以冲洪积层为代表的硬而厚的场地土，其主要的周期为0.2～0.4s。

3) 以冲积层为代表的软而较厚的场地土，其主要的周期为0.4～0.6s。

4) 以人工回填土和淤泥质土为代表的异常松软厚的场地土，其主要的周期为0.6～0.8s。

根据近震和远震的不同，将建筑场地划分为四类，见表5.6。

表5.6 不同类型场地土的特征周期

场地类别	地层情况	近震周期/s	远震周期/s
Ⅰ	坚硬土	0.20	0.25
Ⅱ	中硬土	0.30	0.40
Ⅲ	中软土	0.40	0.55
Ⅳ	软弱土	0.50	0.85

日本金井清所建议的方法是利用周期－频度曲线的解析结果，把微动的平均周期和最大周期，卓越周期和最大振幅结合起来，将地基土划分为四类，如图5.39所示。

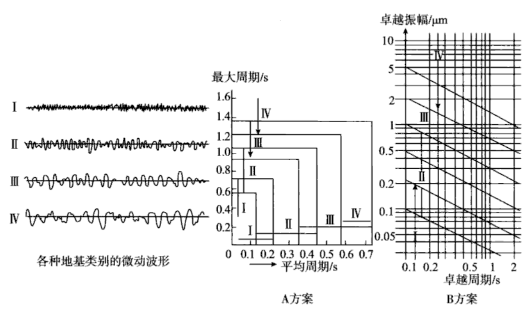


图 5.39 金井清的地基土分类方法

即地基从Ⅰ类到Ⅳ类逐渐变软，微动周期变长。四种场地类别如下：第Ⅰ类：基岩、硬质砂砾、第三纪以前的地层；第Ⅱ类：砂砾层、以粉质粘土为主的洪积层；第Ⅲ类：砂层、粘性土、粉土为主的冲积层；第Ⅳ类：新填土、淤泥、很厚软弱层。

第6章 重磁类勘探方法

6.1 重力勘探

重力勘探是通过野外观测，获得有关地质体或地质构造产生的重力异常，然后通过分析研究这些重力异常的变化规律，以达到解决有关地质问题的一种地球物理探测方法。

重力勘探在大地构造研究、矿产普查与勘探、地震预报等领域已普遍应用，主要是用来配合解决有关地质构造问题，如断层，基岩起伏和隐伏构造等。在环境与工程中主要解决某些地质环境问题，如探测含水溶洞、空洞、储热层、地面塌陷等。

6.1.1 地球的重力场

6.1.1.1 重力场

地球上的任何质点，都受到地球的引力（F），也都受到地球自转所产生的惯性离心力（P）。这两个力的方向和大小是互不相同的，这两个力的合力就是重力（g）（图6.1）。即重力 g 是单位质量所受地球引力 F 和因自转而产生的惯性离心力 P 的合力。

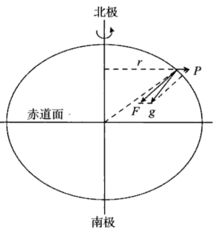


图6.1 重力示意图

地球周围重力作用的空间，称为重力场。通常用重力场强度来描述重力场的性质，重力场中某点的重力场强度，等于单位质量的质点在该点所受的重力。重力强度可以用单位质量所受重力的数值来表示，也可以用物体在重力作用下的加速度来表示。在重力测量中，常把重力加速度称为重力，其单位同加速度，为 cm/s^2，在重力测量中称之为1伽（Gal）。实测时单位太大，常用1伽的千分之一为单位，称之为毫伽（mGal）。随着重力测量仪器精度的不断提高，取毫伽的千分之一做单位，称为微伽

(μGal)。即

$$1\text{Gal} = 1\text{cm/s}^2,\quad 1\text{Gal}/1000 = 1\text{mGal},\quad 1\text{mGal}/1000 = 1\mu\text{Gal} \quad (6.1)$$

同地球引力比较起来，地球自转产生的惯性离心力是十分微弱的。即使在惯性离心力最大的赤道上，惯性离心力的大小仅为地球引力的0.3%。因此，地球上的重力基本上是地球引力；自转产生的惯性离心力只能十分轻微地影响重力的方向和大小。

除赤道外，自转所产生的惯性离心力，都不是垂直的，因而都有它的垂直分力和水平分力。惯性离心力的水平分力使重力的方向不是严格地指向地球的质心；惯性离心力的垂直分力使重力在很小的程度上小于地球引力。

6.1.1.2 地面重力及其纬度分布

在不同的高度或深度上，地球上的重力有很大的差别。同一高度不同地点的重力差异是很小的。根据地球的平均半径（6.37×10^8cm）、质量（5.98×10^{27}g）及万有引力常数（$6.67\times10^{-11}\text{N}\cdot\text{m}^2/\text{kg}^2$），地球海面上的平均引力约为980cm/s²。因为惯性离心力是很小的，各地的实际重力只有2～3cm/s²之间的变化。

地面上的引力和自转所产生的惯性离心力因纬度变化而不同，故地面重力因纬度而变化。地球半径的纬度差异，使地面上的引力在两极处最大，赤道处最小。地球赤道上的引力是981.4cm/s²，两极处的引力是983.2cm/s²，二者相差1.8cm/s²。地面上的惯性离心力自赤道（3.4cm/s²）向两极（0cm/s²）减小，影响重力大小的是自转惯性离心力的垂直分力，这分力又随纬度的增加而减小。在赤道上自转惯性离心力本身是垂直的，因而全部用来抵消地球的引力；在两极没有惯性离心力。因此，引力和地球自转惯性离心力垂直分力合成后，赤道上的重力为978.0cm/s²，而两极的重力仍为983.2cm/s²。

物体的重量就是物体所受重力的总量。由于重力加速度的不同，同一物体在不同的地点有不同的重量，且用来衡量重量的工具必须是弹簧秤，而不是杆秤或天平，因为秤杆、秤锤和天平砝码自身的重量也是因重力而不同的，无法用来衡量物体重量的变化。

6.1.1.3 地球内部的重力

地球的重力不仅因纬度而不同，而且因高度和深度而不同。在地面以上，重力因高度而不同。在2500km的高空，重力约为地面重力的一半。在距地心384400km的高空，重力只有0.27cm/s²。正是这个很小的重力使得月球环绕地球公转，而不是作直线运动。

在地面以下，重力因深度而不同，因为地球引力和自转惯性离心力都因深

度而不同（图6.2）。自转惯性离心力随着深度的增加而减小，在地球表面上，最大的自转惯性离心力约为3.4cm/s^2，而在地面以下，这种惯性离心力变得更加微弱。在这种情况下，地球内部的重力可以简单地看成是地球的引力。

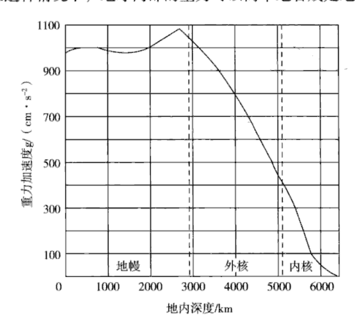


图6.2　地球内部重力的垂直分布

地球大体上是一个均质同心球层组成的球体。在这样的球体的内部，影响重力大小的不是地球的总质量，而只是所在深度以下的地球质量。如果质点位于地下2900km的深处，即位于地幔和地核的交界面上，对质点具有引力的只是地核，而不是整个地球，因为地壳和地幔在质点的引力正好相互抵消。

某质点的重力与吸引质量成正比，与深度的平方成反比。在重力同深度的关系上，一般都认为从地面到地下2900km深处，重力大体上随深度而增加，但变化不大，并且在地下2900km深处达到极大值（约为1000cm/s^2）。因为地壳和地幔的物质密度较低，质量减小的影响比距离减小的影响要小一些。从地下2900km到地球质心，重力急剧减小。因为地核物质的密度很高，质量减小的影响远远大于距离减小的影响。在地球质心，重力值是0cm/s^2，因为整个地球对于质心的引力，完全互相抵消。

6.1.1.4　重力异常

地球的重力场可以分为三个部分，即正常重力场，随时间变化的重力场（重力周期变化）和重力异常。

（1）正常重力场

与平静的海平面相重合的水准面，称为大地水准面。在海洋上它与平静的

海平面相重合，在陆地上，它是平均海平面的延伸。大地水准面的形状实际上很不规则。测量结果表明，它在南北两半球并不对称，北极略为突出，南极略平，呈梨状，但它与一个两极略扁的旋转椭球面十分接近，最大偏离不超过几十米（图6.3）。在重力测量与重力勘探领域中，一般把大地水准面形状近似作为地球的形状。

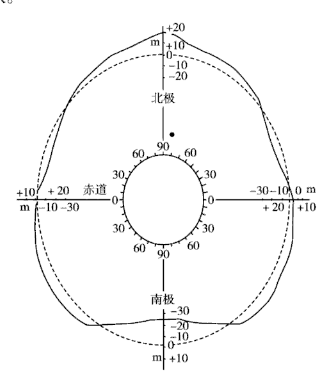


图6.3　大地水准面与旋转椭球面示意图（图中比例尺是夸大的）

由于地球的赤道半径较长、而两极半径稍短及地球不停地自转，所以重力在地表各处是有变化的。为了能够由位场理论导出计算大地水准面上的正常重力场值的数学表达式，人们根据地球的基本形状及其内部物质分布的主要规律，将它作为一个旋转椭球体（这个椭球体又称为参考椭球体）。

体内的物质呈同心层状分布，每一层密度均匀，而且椭球面的形状与大地水准面的偏差最小，这样从理论上获得的表示大地水准面上任意点正常重力值 g_0（单位为 cm/s^2）的基本公式（1979年国际大地测量及地球物理协会提出）为

$$g_0 = 978.0327(1 + 0.0053024\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^2 2\varphi) \tag{6.2}$$

式中：φ 为计算点的纬度。

（2）重力周期变化

重力随时间的变化可分为短周期变化和长周期变化。短周期变化主要是指

重力日变。日变与天体运动的有关，因为地球和月球的转动使得地表各点与日、月的相对位置不断改变，因此日、月对这些点的引力也不断发生变化，从而造成了重力的改变。引力的变化不仅可以造成海洋潮汐，还可以引起地壳形变，即所谓“固体潮”。固体潮使大地水准面发生位移，这种位移也造成了重力的变化。这些重力的变化的总和为重力日变。日变的幅度一般在 0.2 ~ $0.3\times10^{-3}\mathrm{cm/s^2}$ 之间（图 6.4）。长周期变化与地壳内部物质变动及构造运动有关。由于这种变化在短期内十分微弱，故重力勘探中可不予考虑。

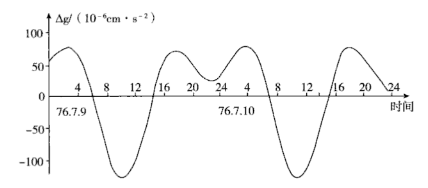


图 6.4　北京重力日变（1976 年 7 月 9 ~10 日）

（3）重力异常

重力异常是地质体的剩余质量对地表某点单位质量产生的附加引力的铅垂分量。要得到探测目标的重力异常，一般应具备如下条件：①必须有密度不均匀体存在，即探测目标与围岩有一定的密度差；②密度不均匀体在水平方向有密度变化，即要有一定的构造形态；③剩余质量不能太小，即探测对象要有一定的规模；④探测对象不能埋藏过深，如中心埋深为 100m、剩余质量为 50×10^4t 的球形矿体，在球心上方表现为 $0.335\times10^{-3}\mathrm{cm/s^2}$ 的异常；⑤探测目标产生的异常能从干扰场中分离出来。

实际中，用重力仪在测点与总基点分别观测所获得的重力差值，不是测点相对于总基点的重力异常。因为重力的相对测量是以总基点的重力值作为零值（正常场值）来与测点的重力值进行比较的，所以要求测点和总基点的海拔高度以及所处的纬度都一样，测点附近的自然地形也要平坦，否则要对测点的观测值进行校正，才能获得真实的重力异常。

重力观测值经地形校正、中间层校正、高度校正、正常场校正后，才能得到重力异常。地形校正是消除观测点周围的物质不处于同一水平面产生的影响，即把测点所在的水准面以上的多余物质除去，而把测点以下空白的部分填补起来。通过地形校正以后，测点的周围成为水准面了。中间层校正是消除测

点到大地水准面或基地面（通过基点的水准面）间的水平物质层的影响。经过上述两项校正后，测点与大地水准面或基准面之间还存在一个高度差，消除由于测点与大地水准面（或基准面）存在高差所造成的重力影响的方法为高度校正。高度改正和中间层改正都和测点的高程有关，因此，常常把这两项改正合并起来进行，称为布格校正。在相对重力测量中，正常场校正是为了消除测点与总基点不在同一地理纬度而导致的正常重力差值。

重力观测值 $g_{观}$经过地形校正 $\delta g_{地}$、布格校正 $\delta g_{布}$和正常场校正 $\delta g_{正}$后得到布格重力异常 Δg：

$$\Delta g = g_{观} + \delta g_{地} + \delta g_{布} + \delta g_{正} - g_0 \tag{6.3}$$

式中：g_0 为大地水准面重力正常值。

布格重力异常主要反映地壳内部各种密度不均匀体所引起的重力异常，这类异常是重力勘探所要研究的主要内容。

我国布格重力异常和地壳构造具有如下特征：①从东部沿海向西至青藏高原，布格重力异常总趋势是逐渐降低，东部沿海地区的胶东、辽东一带区域异常平均值为 $+30\times10^{-3}\text{cm/s}^2$ 左右，西藏高原及雅鲁藏布江河谷地区降低到 $-500\times10^{-3}\text{cm/s}^2$ 以下，这表明我国地壳厚度是由东部沿海向西南逐渐加厚的。东部沿海地区莫霍面深度为 34 ~ 36km，而西藏高原及雅鲁藏布江河谷地区深达约 68km。②在布格重力异常总体背景上，存在几组规模巨大的重力梯级带。以银川—兰州—甘孜一线为界，东部梯级带主要走向为北北东向或北东向，仅个别地段表现为东西向或北北西向；而西部地区的巨大重力梯级带的走向以东西向为主，仅个别地段为北西向或近南北向。这些重力梯度带大多与我国主要褶皱山系相平行或重合。在莫霍面深度图上表现为陡坡带，主要有：与大兴安岭—太行山—武陵山重力梯级带相对应的东部莫霍面陡坡带；与昆仑山—阿尔金山—龙门山重力梯级带相对应的西部莫霍面陡坡带；与喜马拉雅山重力梯级带相对应的喜马拉雅莫霍面陡坡带。③在各组重力梯级带之间，分布着一系列不同规模的区域重力高带和区域重力低带。区域重力高带对应着莫霍面隆起，地形上为平原或盆地；重力低带对应着莫霍面拗陷，地形上多为次一级褶皱山系。

人们认识了重力场后，便利用探测目标体与周围介质密度差异所引起的重力场变化来寻找地下资源，逐步形成较为完整的重力勘探方法技术。因此，在地质、资源、矿产及其他领域中重力勘探发挥了重要作用。

重力勘探在研究地壳深部构造及地壳均衡作用中，利用布格重力异常研究地壳深部构造，利用重力均衡异常研究地壳的均衡性，了解地壳的成分、构造、厚度及其活动性。在地质构造研究中，利用布格重力异常划分大地构造单

元、研究区域地质构造、寻找局部构造。在寻找矿产资源方面，多用于寻找金属矿的地热的研究。同时，微重力测量作为一种精细的浅层探测技术，已在土木工程和环境勘察中得到应用，它可以探测近地表溶洞、洞穴、废矿山巷道以及规模较小的断裂、断层等地质构造；在水库、矿山巷道可以用微重力动态监测因岩层受力变化而可能诱发的岩爆；它还可用于地面沉陷的监测。

6.1.2 重力测量

地球上任何物体都受到地球重力的作用而产生加速度，称为重力加速度。重力加速度的大小随着时间和地点的不同而变化，这种变化与地球运动、地球形状、地球内部质量分布以及日月等天体的相互作用有关。重力测量实际上就是研究重力加速度的变化规律。

在重力测量中，将地下密度不均匀体所引起的重力变化称为重力异常。重力测量分为绝对重力测量和相对重力测量。

(1) 绝对重力测量

绝对重力测量就是测量重力的全值，具体的可以由自由落体方法和自由运动法（上抛法）确定。自由落体法首先是1946年由法国的伏莱提出的。如图 6.5 所示，自由落体在真空中下落，质心在时刻 t_1，t_2，t_3，相应经过的位置分别为 h_1，h_2，h_3，时间间隔为 T_1，T_2，经过距离为 s_1，s_2，任意时刻 t 自由落体的运动方程可导出绝对重力值 g。即

$$\begin{cases} h = h_1 + v_0 t + \dfrac{1}{2}gt^2 \\ g = \dfrac{2\left(\dfrac{s_2}{T_2} - \dfrac{s_1}{T_1}\right)}{T_2 - T_1} \end{cases} \tag{6.4}$$

图 6.5 自由下落单程绝对重力测定

只要精确地测定距离 s_1，s_2 和时刻 t_1，t_2，就可计算出精确的绝对重力值 g。

自由落体（或上抛）法，需进行准确的时间和长度（高度）测量，而时间和长度测量属基本物理量的测量。因此，许多绝对重力测量都是在计量研究单位进行的。如我国的绝对重力仪研制和测量就是由中国计量科学院进行的。

现代的绝对重力测量的精度为（10～20）$\times 10^{-6}\,\mathrm{cm/s^2}$ 的量级。目前美国、日本、法国、意大利、苏联和我国都已制成了可移动的绝对重力仪。

（2）相对重力测量

相对测量是测量某一点与另一点的重力差值。相对重力测量一般用重力仪进行。重力仪种类很多，但它们的构造原理基本上是相同的，是利用一种力来平衡重力，然后再用适当的方法来量测平衡力的变化以决定重力变化。如气压重力仪用气压变化平衡重力变化，弹簧重力仪则用弹簧的弹力来平衡重力。它们大都是质量旋转型，均是利用弹力矩平衡重力矩原理来测量重力变化。这些仪器统称静力重力仪。静力重力仪又分为两大类型：直线型重力仪和助动型重力仪。前者平衡物体的变化量大致和重力变化成正比，后者是利用弹簧的特殊安置方法，使灵敏度系统处于不稳定状态的情况。普通的重力摆，重力的作用是力图使它达到平衡状态，所以重力在普通摆上所产生的力矩是稳定力矩，而弹性倒摆，重力的作用与此相反，是一个反稳定力矩，在这种摆上另加一个力矩，即弹簧片的弹性力矩，它力图使摆恢复到平衡状态，所以这个力矩是稳定力矩。因此有两种不同性质的力矩——稳定力矩 D 和反稳定力矩 D' 同时作用于这个摆上。比例 $N=\frac{D}{D-D'}$，N 称为助动系数，它可以使观测的数值扩大几十倍至几百倍，从而大大地降低观测值精度的要求。这就提高了它对于重力变化的灵敏度，它的优点是灵敏度系统本身就预先将灵敏度提高了几百倍乃至几千倍，所以不必采用高倍的量测系统，但这种仪器受倾斜和温度的影响很大，必须采用特殊的读数方法和温度计补偿方法来避免其缺点。

现在的重力仪大多是助动型的。有德国阿斯卡尼亚（Askania）GS 型重力仪，底森（St. V. Thyssen）重力仪和美国拉科斯特（L. J. B. LaCoste）重力仪等，均为金属弹簧重力仪。其中拉科斯特（LCR）重力仪，为当今世界公认性能最好，精度高的重力仪。德国伊辛（G. Ising）重力仪，美国沃登（S. Worden）重力仪，丹麦诺伽（G. Norgaard）重力仪及我国的 ZSM 型重力仪等均为石英弹簧重力仪。

LCR 重力仪分为以下类型：G 型（大地型），其特点是测程大，适用于全球测量而不需调量程，其精度一般为 $\pm 10\times10^{-3}\,cm/s^2$；D 型（勘探型），适用于区域重力测量，测程为 $200\times10^{-3}\,cm/s^2$，精度为 $\pm 5\times10^{-3}\,cm/s^2$。ET 型（固体潮型），用于台站固体潮观测，精度为 $\pm 1\times10^{-3}\,cm/s^2$。为了保证“零位读数”，现在的 LCR 重力仪在电子线路上又增加“电子反馈系统”，以提高精度。随着相对重力仪自身不断完善和陀螺技术的广泛应用，近 20 年来，LCR 公司还发展了在运动体上进行重力测量的海洋重力仪和航空重力仪以及水下、井下重力仪。除美国拉科斯特海洋和航船重力仪外，还有法国的 GSS－3，日本的

NIPRORI 和中国的 ZTZY 海洋重力仪等。

随着科学技术的发展，20 世纪 60 年代以后，美国人利用某些物质在低温条件下，具备完全导电性和完全抗磁性的特性，用磁悬浮系统取代了重力仪的特性系统，研制了超导重力仪。超导重力仪的工作原理是，用超导材料制成一个线圈，将它置于临界温度以下的环境中，这时线圈进入超导状态，给它输入一个电流，这个电流将长期流下去，并形成一个永久的磁场。如果在线圈上面同时放置一个重量很小，又有一定厚度的超导材料制成的空心小球，这个小球也同时进入超导状态，由超导体的迈斯纳效应可知，在小球的表面产生了电流，这电流在其内部的磁场完全抵消了超导线圈在小球内的磁场，即超导小球有了抗磁性，这时小球将被“浮”起来，因为超导线圈的电流不变，故磁场恒定，因此小球在这个磁场中将随着重力的变化而上下浮动，若把这种上下位移转换成电信号输入记录器就可以记录到重力变化。利用这种超导悬浮装置制成的重力仪称为超导重力仪。

使超导体进入超导状态，必须建立一个低温环境。目前一般都是用液态氮（77K）做制冷剂，即把整个装置放在密封的容器内并置于液氮中。

超导重力仪取代了一般重力仪的弹性系统，因此克服了弹簧系统因长期工作而产生的疲劳——“零点漂移”问题。超导重力仪漂移率仅 $5\times10^{-6}\mathrm{cm/s^2\cdot a}$，被誉称为无零漂重力仪。为进行重力固体潮观测，特别是非潮汐重力变化带来了很大的好处。但同时由于用液氮作为制冷剂，故日常的维护费较高。

（3） 微重力测量

20 世纪 70 年代以来，随着高精度重力仪的问世，重力观测精度已达到了微伽级水平；并随着先进测量仪器、计算机和最新测绘资料的普遍使用，重力测量和资料处理解释方面的方法技术也出现了重大进展，工作效率大幅度提高。目前的高精度重力勘探不仅可在难度较大的找矿工作中发挥作用；而且，也同时具备了满足多种地质目的勘察任务要求的能力。用于以微小重力异常（通常几十微伽）为探测对象的微重力勘察方法已经形成，并在许多领域中得到应用。

与传统重力测量的差别主要表现在以下几方面：首先，也是最基本的差别在于测量精度提高了三个数量级，传统重力测量是毫伽级（$10^{-5}\mathrm{m/s^2}$），微重力测量是微伽级（$10^{-8}\mathrm{m/s^2}$）。由于精度的提高，分辨率极大地提高，因此微重力测量可以解决许多传统重力勘探不能解决的问题。其次是测量方法和途径有很大发展。传统重力测量测点稀疏，而且只在地表进行，获得二维数据，由此进行反演时存在多解性，这是重力方法的主要缺点。微重力测量测点密集，而且除在地表进行外，还可深入到竖井和多层坑道，甚至在物体内部进行，获

得丰富的三维数据。这就为克服多解性提供了条件。第三是现今的数字模拟和反演技术是传统的重力勘探不可比拟的。在20世纪中期之前重力正反演计算的模型相当简单，只能得到极近似的结果。而如今几乎可以任意修正模型去逼近观测值，因而能得到更真实的解。

由于微重力勘察对象的异常信息往往非常微弱，因此其观测物理量除了重力值 Δg 外还经常对其垂向一次导数 V_{zz}（即 Δg_z，亦称重力垂直梯度）进行测定。在 Δg 观测精度达到微伽级（常为（$\pm 3 \sim 5$）$\times 10^{-6}$ cm/s^2）水平时，采用多次重复观测方法，V_{zz}测量可达到 $\pm 10 \sim 20$ 厄缶（E）精度。用实测的 Δg 或 V_{zz}结果换算还可以得到 Δg 各向导数，最常用的是 Δg 的水平一次导数（即重力水平梯度）和垂向二次导数；这些参数在异常解释中都是十分有用的，垂向导数对于陡倾密度界面（如断层及岩性分界面）和小型场源有准确的指示作用；而水平导数的零值点在用于指示场源中心位置时非常灵敏。在场源相对单一或异常分离程度较高时，可根据这些异常对其几何、物理参数进行有效的定量反演；在异常比较复杂情况下，也可作出定性解释。

当今世界各国的观测成果一般皆以 LCR 重力仪的测量结果为准，其精度高，零漂移小，性能稳定，使用方便。

6.1.3 野外工作方法

6.1.3.1 测网布置

重力勘探的野外工作方法中，首先布置测网，并选择基点。然后在布置好的测网上逐点进行观测。在大比例尺的详测中要有地形资料。

根据不同的地质任务，重力测量可分为：预查、普查、详测和精测。预查的任务是了解某地的大地构造状况，多采用 1∶100 万或 1∶50 万的小比例只布置测网。测点大约每 100km^2 或 50 km^2 的面积上分布一个，呈均匀分布。普查是用于了解区域构造特征，划分大的岩体或了解局部构造的位置、范围及产状等，一般采用 1∶20 万或 1∶10 万的比例尺布置测网，测点距为 0.5 ~ 2km 不等。详查是用来了解构造形态及地质体的分布状况，一般采用 1∶5 万或 1∶1 万的比例尺进行工作，要求测量在严格的点线网上进行。精测是为了具体查清某构造或地质体的产状及赋存情况等，一路采用 1∶500 ~ 1∶5000 的比例尺，测点距可密到 2m × 5m。布置测网的原则是测线必须大致垂直构造走向或地质体长轴方向，对于近似等轴状地质体的勘探可采用方格网。密度要求一般要有 2 ~ 3 条测线，每条测线要有 3 ~ 5 个点通过异常。

6.1.3.2 野外工作方法

重力仪是一种高精度的仪器，因此在野外工作中要严格遵守操作规程，严

禁剧烈震动、撞击等情况发生。由于重力仪本身弹性系统的弹性疲劳、温度补偿不完全及日变等因素的影响，会使读数的零点随时间发生变化。故在观测一段时间后，必须回到基点观测一次，以便进行零点位移改正。

在微重力测量中，野外观测方法一般分为两类：①剖面测量：剖面一般垂直于线性地质体（如断层、背斜、向斜或隐伏河道等）的假定走向。②面积测量：主要探测地下地质体的大小、形态和分布。无论是剖面测量还是面积测量，重力测点位置和相对高程必须用测地方法来确定，以便作各项改正。为了保证各项改正的误差低于规定的要求，点位测量和相对高程测量的误差分别应小于 1m 和 0.3m。

开展微重力测量时应设立基点。在基点应作多次测量，其结果可用来对重力随时间的变化以及仪器本身的零漂进行改正。此外，还要精确地测定出中间层的密度以便作中间层改正。在操作技术上，仪器底盘的放置、调平，测定高程等方面都应该按严格的要求和规定执行。

6.1.3.3 观测数据整理

实测重力值除与地壳内岩石密度不均匀体有关，还与观测点所在的空间位置及周围的地形起伏有关。为了得到密度不均匀地质体引起的重力异常，对实测重力值进行各项改正。

(1) 纬度改正（正常场改正）

正常重力改正，消除由于测点所处纬度不同而引起的重力变化。其改正公式为

$$\Delta g_{正} = -8.14\sin 2\varphi D \tag{6.5}$$

式中：$\Delta g_{正}$ 单位为 g. u.；φ 取平均纬度；D 为总基点到测点的纬向距离（单位为 km）。

(2) 地形改正

由于地形起伏使观测点周围的物质不处在同一平面上，因此首先需要把观测点周围的物质影响消除掉。即把测点平面以上的物质除去，并把测点平面以下的空缺填补起来，这项工作叫地形改正。地形改正是消除测点周围地形起伏对测点重力的影响。不论是测点平面以上的物质，还是测点平面以下的空缺，都会使重力观测值变小，故地形改正值总是为正值。

(3) 中间层改正

通过地形改正以后，测点周围就变成水平面了。但由于测点与基点之间还存在一定的高差，故测点到基准面（基点所在的水平面）之间的物质对实测重力值亦会产生影响。消除这种影响的工作称为中间层改正。中间层改正是消除测点到基准面（基点所在的水平面）之间的物质对实测重力值的影响。如

果我们把中间层当成一个均匀无穷大水平层，那么大约每增厚1m，其重力值增大0.419σg.u.，所以中间层改正值为

$$\Delta g_{中} = -0.419\sigma h \tag{6.6}$$

式中：$\Delta g_{中}$ 单位为g.u.；σ 为中间层的密度；h 为中间层厚度（单位为m，当测点高于基点时 h 取正，反之取负）。

(4) 高度改正

经过地形和中间层改正后，测点就悬在它所在的空间了。再经过高度改正，即可以把它投影到基准面上。由于地面上每升高1m，重力值大约减小3.086g.u.，所以高度改正值为

$$\Delta g_{高} = -3.086h \tag{6.7}$$

式中：$\Delta g_{高}$ 单位为g.u.；h 为中间层厚度（单位为m）。

高度改正与中间层改正均与 h 有关，将它们合并在一起进行改正（图6.6）称为布格改正，经布格改正后的重力异常称为布格重力异常。

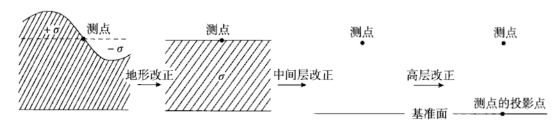


图6.6 各种改正示意图

(5) 随时间变化的改正

重力随时间变化包括固体潮和仪器零漂影响的改正。

(6) 近仪物体改正

这是微重力测量数据整理中的一项特殊内容。近仪物体一般指的是靠近重力仪的，具有一定质量的物体，如地面人工建筑物、仪器观测台等。改正的方法是：一般将人工建筑物视为规则形状的几何体（如圆柱体、长方体等）或几种类型规则几何体组合，通过野外测量测出它们的坐标位置、几何形状和密度，然后计算出这些规则形体引起的重力值，便可作近仪物体的改正。

对于微重力观测得到的数据整理，为确保达到微伽级观测数据的质量要求，除与常规重力观测数据整理（改正）相同的项目外，还需要进行近仪物体影响的改正和一定范围内建筑物影响的改正。至于与常规观测数据改正相同的一些改正项，要求也不尽相同。

6.1.4 资料解释

6.1.4.1 重力异常的识别和划分

布格重力异常可划分为区域异常和局部异常两部分。区域异常反映的是深而大的地质体，其特点是：分布范围大变化平稳，有明显的规律性。局部异常则反映浅而小的地质体，其特点是异常范围小，梯度大，变化比较明显。

将局部异常从区域异常中划分出来的方法称为区域校正。该方法的实质是按照区域异常的规律和特点求出各点的区域异常值，从布格异常中减去区域异常值得到剩余异常值并根据剩余异常值绘制局部异常图，这种图件是进行定性和定量解释的基本图件。

区域校正的方法很多，常见的有异常曲线平滑法、圆周平均法、网格法等。

6.1.4.2 重力异常的定性解释

(1) 重力异常的解释步骤

在布格重力异常图上，首先是根据勘探任务，从异常的规模、形态、梯度、峰值高低等异常特征入手，确定出哪些是与勘探任务有关的有用异常，哪些是与勘探任务无关的干扰异常。然后用区域校正的方法消除干扰，突出并绘制出有用异常。在解释过程中还应密切结合工区的地质和其他物探资料，综合对比分析，从中找出引起重力异常的地质因素或主要密度分界面。最后对有意义的异常，可做定量或半定量计算。

(2) 重力异常特征与地质体之间的关系

重力异常形态和地质体形态有密切关系，当重力异常沿某一方向延伸较远时，异常往往是由二度地质体所引起。异常的长轴方向即为地质体的走向。

若异常在各方延伸长度都相近，多对应于短轴或等轴状地质体，如穹隆、岩体等。

若等值线密集（梯度大），且平行排列，异常值有规律地向某方向升高或降低，这多是断裂带的反映。重力值降低的一翼为断层下盘。对于平推断层，重力一般无异常显示。对于破碎带，也往往反映为重力低的异常带。若异常值有规律地向某一方增减，但异常梯度变化平缓，则多为单斜构造。

另外重力异常的幅值大小与正负与地质体的特征有关。重力高一般多为背斜、隆起、岩脉（体）等的反映。负异常一般多为向斜、破碎带、凹陷、溶洞、塌陷等引起。但应指出，在不同地质情况下，也可能出现背斜与重力低对应，而向斜对应于重力高，因此解释时一定要根据当地的地质情况具体而定。

重力异常正负相互平行排列，常反映为褶皱带、向背斜构造等。

异常幅值的高低与地质体的体积、埋深以及地质体与围岩之间的密度差有关。在密度差、埋深相同的情况下，体积大者异常范围大，峰值高；反之异常范围小、峰值低。若体积和密度差相等，则异常值高表示埋深浅，异常值低表示埋深大。

6.1.4.3 重力异常的定量解释

重力异常定量解释的目的就是根据重力异常的特征计算出地质体的体积、埋深及产状要素等。为了建立重力异常特征与地质体产状等要素之间的关系，将不同地质体近似地看作为简单的几何体。如矿巢、盐丘、溶洞可看作为球体；地下暗河、地下管道等可看作为水平圆柱体；矿脉、破碎带等可看作为板状体；垂直断层，接触带可视为台阶等。对于复杂形体的重力异常，可采用量板法或计算机来进行定量解释。

6.1.5 重力勘探的应用

除传统的应用领域和工程勘察以外，微重力方法在地质灾害调查（滑坡、地面塌陷及形变检测等）、地热调查（用于寻找控热构造及直接寻找地下热水）和考古等方面均见成功的实例。

（1）地下固体废料污染的监测

根据某些地区的资料，生活垃圾和工业废料的密度可由 275kg/m^3 变至 1346kg/m^3。其周围地质介质的密度一般要大得多，由 1600kg/m^3 到 3200 kg/m^3。应用重力测量圈定回填埋场的实例是在美国的印第安纳州。在回填场地上方及其附近布置了 8 条测线，点距 5～10m，共 200 个测点。首先求出由冰川沉积物和基岩岩相变化引起的区域变化，然后由布格异常图中减去区域分量，得出剩余重力异常，回填部分的形态是通过正演和反演两条途径确定的。重力法并不常用于探测废料场，因为它们往往规模较小，引起的异常较小，在地质因素形成的重力场背景上不易区分。这个应用重力测量调查回填场地的实例之所以成功，是因为冰川沉积比较均匀，而且它与回填物之间的密度差足够大。

（2）在岩溶及洞穴勘察中的应用

洞穴与围岩之间巨大的密度差异为重力法应用的有效性提供了有利前提。理论计算表明，1m^3 体积的球形溶洞在中心埋深为 1m 时可引起 18×10^{-6}cm/s^2 的重力异常，足以被微重力方法探明。另如土洞、地下河、矿山采空区（在欧洲应用非常广泛）、人防工事或大型管道等方面均对微重力方法的应用十分

有利。

广西桂林市某研究所生活区地面出现岩溶塌陷，为了查明隐伏溶（土）洞的发育情况，搞清隐患在该院内开展了点距为2 m的微重力详查工作。根据实测重力异常的分布规律，查出了四条近南北向延伸与隐伏岩溶发育有关的串珠状局部重力低异常带，这些串珠状的重力低异常正好反映了隐伏岩溶发育的不均匀性。四条重力低异常带中I号带通过院内锅炉房前的岩溶塌陷，并且沿南北方向延伸到测区之外。后在I号异常带上实施钻探工程以验证物探异常，在位于塌坑南约65m处的ZK4孔，于深度23.4～33.92m深处见到10.52m厚土层中的软塑和流塑层（图6.7）。此软层上覆有23m的粘土、粘土砾卵石持力层，虽对小型建筑物的安全影响不大，但对大型建筑物的威胁是不可忽视的。

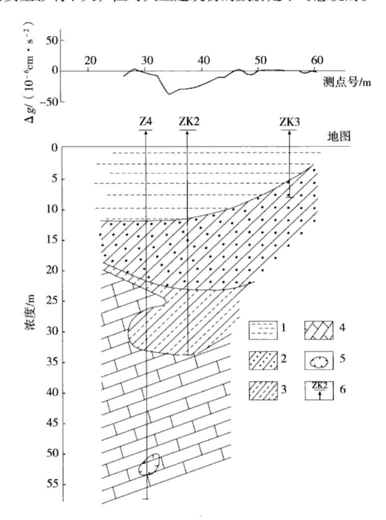


图6.7　该厂某条测线物探地质综合剖面图

1—粘土；2—粘土卵砾石；3—软塑状粘土；4—石灰岩；5—溶洞；6—钻孔及编号

6.2 磁法勘探

磁法是利用地下岩矿石或岩土介质之间的磁性差异所引起的磁场变化（磁异常）来寻找有用矿产资源，查明地下地质构造和解决其他地质问题的一种探测方法。磁法按观测的空间位置不同，可分为地面磁测、航空磁测及海洋磁测。根据观测精度的高低，有中低精度磁测和高精度磁测。

高精度磁测是近几年发展起来的一种新的磁测技术，它使观测精度从过去的几十纳特提高到现在的几纳特或1nT左右，且操作简便，工作效率高，并具有信息量多、弱异常特征可靠性高的特点，大大提高了磁法解决地质问题的能力，拓宽了磁法勘探的应用领域。

6.2.1 地球磁场与磁异常

在地球上任一点悬挂一个通过其重心，并可在水平面内自由旋转的磁针，当其静止时，总是停留在一个确定的方向上，即磁针的N极指向近地理北极；若磁针的旋转轴为水平时，磁针可在垂直面内自由旋转。在北半球磁针N极向下倾，可见磁针有一个倾斜角，倾角随着观测点的位置不同而变化，即使在同一观测点，也会因时间的变化而发生微弱的变化。可见地球周围存在着磁场，称之为地球磁场（简称为地磁场）。地磁场是矢量场，充满地核到空间磁层边缘的整个空间。地磁场的分布、变化规律及起源等问题是地磁学的主要内容，是环境与工程地磁方法研究的基础。

6.2.1.1 地磁要素与分布

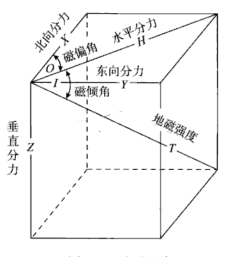


图6.8 地磁要素

地面上任意点地磁场总强度矢量 T 通常可用直角坐标来描述（图6.8）。设以观测点为其坐标原点，x，y，z 三个轴的正向分别指向地理北、东和垂直向下。则该点的 T 矢量在直角坐标系内三个轴上的投影分量分别为北向分量（X），东向分量（Y）和垂直分量（Z）；T 在 XOY 水平面内投影称为水平分量（H），其指向为磁北方向；T 和水平面之间的夹角称为 T 的倾斜角（I），当 T 下倾时 I 为正，反之为负；通过原点 H 方向的铅直平面

为磁子午面，它与地理子午面的夹角称为磁偏角，以 D 表示，磁北自地理北向东偏 D 为正，西偏则为负。

T，Z，X，Y，H，I 及 D 的各个量都是表示该点地磁场大小和方向特征的物理量，称为地磁要素。七个地磁要素，由图6.8可得到如下关系式：

$$\begin{cases} H = T\cos I, \quad X = H\cos D, \quad Y = H\sin D \\ Z = T\sin I = H\tan I, \quad T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\ \tan I = \dfrac{Z}{H}, \quad \tan D = \dfrac{X}{Y} \end{cases} \tag{6.8}$$

6.2.1.2 地磁场结构和磁异常

在地面上观测所得到的地磁场 T 是各种不同成分的磁场之总和（表6.1）。按其来源和变化规律不同，可将地磁场分为两部分，一是主要来源于固体地球内部的稳定磁场 T_s；二是主要起因于固体地球外部的变化磁场 δT。把稳定磁场和变化磁场分解为起源于地球内、外的内源场和外源场；内源场又分为中心偶极子磁场 T_0、非偶极子磁场 T_m（也称为大陆磁场或世界异常）和是地壳内的岩石、矿物及地质体在基本磁场磁化作用下所产生的磁场称之为地壳磁场（又称异常场或磁异常 T_a）；磁异常分布范围一般在数千米或数十千米者，称为局部异常（T'_a），达数百或数千千米者，称为区域磁场（T''_a）。中心偶极子磁场 T_0 和非偶极子磁场 T_m 之和又称为地球基本磁场。

表6.1 地磁场构成

<table>
<tr><td rowspan="7">地磁场 T</td><td rowspan="5">稳定磁场 T_s</td><td rowspan="4">内源稳定磁场 T_{si}</td><td>中心偶极子磁场 T_0</td><td></td><td>T_0</td></tr>
<tr><td>非偶极子磁场 T_m</td><td></td><td>T_m</td></tr>
<tr><td rowspan="2">磁异常 T_a</td><td>局部异常 T'_a</td><td>T'_a</td></tr>
<tr><td>区域磁场 T''_a</td><td>T''_a</td></tr>
<tr><td>外源稳定磁场 T_{sc}</td><td></td><td></td><td>T_{sc}</td></tr>
<tr><td rowspan="2">变化磁场 δT</td><td>变化磁场内源场 δT_i</td><td></td><td></td><td>δT_i</td></tr>
<tr><td>变化磁场外源场 δT_e</td><td></td><td></td><td>δT_e</td></tr>
</table>

综上所述，地球磁场的构成可用下式表示：

$$T = T_0 + T_m + T_{sc} + T'_a + T''_a + \delta T \tag{6.9}$$

式中外源稳定磁场 T_{sc}，因数量级极小，通常可被忽略。

按研究地磁场的目的不同，可将地磁场分为正常地磁场（正常场）和磁异常（异常场）两部分。通常情况下，正常场和异常场是相对的概念，正常磁场是磁异常（即所要研究的磁场）的背景场或基准场。如研究大陆磁异常，则将

中心偶极子场作为正常地磁场，研究地壳磁场时，以中心偶极子场和大陆磁场之和为其正常场，可见正常场的选择是根据所研究磁异常的要求而确定的。

6.2.1.3 地磁场分布

地磁场是空间和时间的函数，为了满足地面上定向、航空、航海、资源勘察以及地磁学本身研究的需要，有两类观测点：一类是连续地测定地磁要素绝对值及随时间变化的场值，此类有固定的测点，称其为地磁台；另一类是野外测点，在这些测点上间断地测定地磁要素绝对值。由这两类测点组成了某地区、某国家甚至全球范围的地磁测网，根据地磁测量的结果定期地编绘出相应的各种地磁图件。地磁图是按要素 D，I，T，H，Z，X 及 Y 分别绘制出的等值线图，它反映了地磁场在全球或区域上的分布规律和分布特征（图 6.9）。

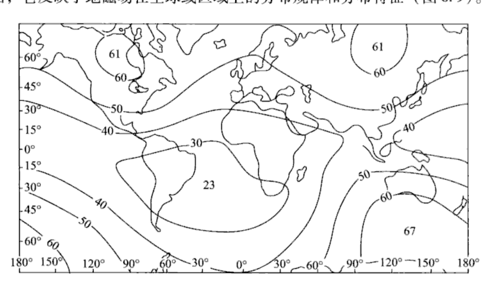


图 6.9 总磁场强度等值线图（1980，单位：μT）

根据 1980 年编制的中国地磁图，列举我国各地的地磁要素值（表 6.2）。

表 6.2 我国各地地磁要素值

场值 分量 地名	H / 10^5nT	Z / 10^5nT	I	D	场值 分量 地名	H / 10^5nT	Z / 10^5nT	I	D
北　京	0.2962	0.4618	57°19′	−5°59′	西　安	0.3281	0.3993	50°37′	−2°34′
石家庄	0.3028	0.4375	55°18′	−4°48′	兰　州	0.3161	0.4246	53°20′	−1°46′
太　原	0.3044	0.4390	55°16′	−4°14′	西　宁	0.3122	0.4312	54°08′	−1°21′
呼和浩特	0.2851	0.4751	59°01′	−4°28′	乌鲁木齐	0.2540	0.5617	63°06′	2°37′

续表

场值分量 地名	$\frac{H}{10^5 nT}$	$\frac{Z}{10^5 nT}$	I	D	场值分量 地名	$\frac{H}{10^5 nT}$	$\frac{Z}{10^5 nT}$	I	D
银　川	0.3000	0.4510	56°20′	-2°36′	沈　阳	0.2798	0.4552	58°25′	-7°49′
成　都	0.3500	0.3525	45°13′	-1°20′	济　南	0.3122	0.4165	53°12′	-5°10′
昆　明	0.3795	0.2675	35°13′	-1°00′	合　肥	0.3388	0.3565	46°48′	-4°02′
贵　阳	0.3710	0.2925	38°10′	-1°25′	上　海	0.3389	0.3420	45°31′	-4°40′
拉　萨	0.3560	0.3378	43°32′	-0°14′	南　京	0.3390	0.3608	46°48′	-4°12′
郑　州	0.3232	0.3996	50°58′	-3°54′	南　昌	0.3552	0.3152	41°33′	-3°02′
武　汉	0.3474	0.3436	44°41′	-3°07′	杭　州	0.3445	0.3290	43°55′	-4°09′
长　沙	0.3603	0.3125	40°57′	-2°26′	福　州	0.3640	0.2743	36°57′	-2°50′
广　州	0.3809	0.2369	31°51′	-1°25′	漠　河	0.1995	0.5700	70°14′	-10°57′
南　宁	0.3390	0.2323	31°08′	-1°03′	台　北	0.3642	0.2576	35°17′	-2°41′
哈尔滨	0.2556	0.4865	62°18′	-9°55′	曾母暗沙	0.4020	-0.1100	-15°10′	0°25′
长　春	0.2659	0.4721	60°36′	-8°58′	香　港	0.3827	0.2266	30°37′	-2°33′

据二维幂多项式模式编制的中国地磁要素图件，表明地磁场有以下分布特征：①磁偏角的零偏线由蒙古穿过我国中部偏西的甘肃省和西藏自治区延伸到尼泊尔、印度。零偏线以东偏角为负，其变化为0°～11°；零偏线以西为正，变化范围为0°～5°；②磁倾角由南向北，I值由-10°增至70°；③地磁场水平强度从南至北，H值由40000nT降至21000nT；④垂直强度从南至北由-10000nT增加到56000nT；⑤总场强度由南到北，变化值为41000～60000nT。

6.2.1.4 地磁场的变化

地球磁场的变化表现为每一个地磁要素量值的变化，这种变化分为长期变化和短期变化。长期变化的原因是地球内部的物质运动，表现为各地磁要素全年平均值的变化。短期变化的原因是大气电离层的变化，表现为每日纪录的差异。

(1) 地磁场的长期变化及其规律

地磁要素年均值随时间变化常以100～10000年为周期，这种缓慢的变化称为长期变化。长期变化的场源是在地球内部，由变化周期、地球内部物质的结构和物理性质确定。长期变化与地球液核有关，起源于导电涡流随时间的变化。

（2）地磁场的短期变化及其规律

地磁场中以日、时、分、秒等时间单位为周期的变化称为地磁场的短期变化。短期变化分平静变化和扰动变化两类。平静变化是一种连续出现、在一定程度上具有周期性的变化场。包括太阳静日变化（平均幅度为几纳特至几十纳特）、太阴日变化（Z 和 H 要素的最大变化幅值为 1～2nT）和年变化（变化幅值约为 15～30 nT）。扰动变化是地磁各要素在平静变化的背景上发生的突然变化。地磁场的扰动主要有非周期变化的磁暴和以秒单位为周期的地磁脉动，它们对磁测工作影响较大。

6.2.1.5 地磁场起源

长期以来关于地磁起源有过许多假说，不少假说尽管也能很好地解释地球表面的一些地磁现象，但是无法圆满地说明地球内部的构造及其物理性质同地磁现象的所有关系。在 20 世纪 50 年代以后出现的地核的涡流运动及其感应电流的假说——地核自激发电机假说被认为是较合理的一种地磁成因理论。

地核自激发电机理论的模式是：地球由厚达 2900km 的固态地幔、半径 3470km 的固相内核及液相外核构成。地幔与地核是不同性质的同心层，组成地核的物质是铁镍为主，附有硅镁或硫的氧化物，因此具有金属良导性。地球内部温度分布的巨大差别使上地幔与下地幔、外核的内外界面以及内核散发的热能和外核放射性钾的分布等造成持续的差异运动或对流，同时由于地球自转所形成的科里奥利力的作用将使对流变为涡旋运动，地核存在着微弱的初始磁场。导电的涡流体切割环型磁力线形成地磁场。

6.2.2 磁测工作方法

磁测工作通常包括以下四个阶段——设计阶段，施工阶段，资料整理阶段及岩石磁性测定阶段。自 20 世纪 80 年代中期以来，我国磁测工作无论地磁、航磁及海磁测量均使用高精度磁测仪器，仪器分辨率达到或小于 0.1nT。

6.2.2.1 工作设计

（1）测网布置

选择测区要考虑所研究的目标及围岩的分布范围、地质和地球物理特征，以及要求探测的深度等。因此，测区面积应当超过所研究目标大小的 1～2 倍以上，并保证观测剖面进入相邻构造位置或进入“正常”磁场。

普查性磁测测网线距不大于最小探测对象的长度，点距应保证至少有 3 个测点能反映有意义的最小异常。详查或勘探性磁测工作，应有 5 条测线通过主要磁异常或所要研究的地质体，点距应满足反映异常特征的细节，尽可能密一

些。测线应垂直于测区内总的走向或主要探测对象的走向方向。必要时可在同一测区布置不同方向的测线。

（2）磁测精度确定

A. 磁测的均方误差和平均相对误差

磁测工作是以均方误差来表示偶然误差的大小，以此反映磁测信号质量。野外磁测中异常的真值是未知数，只能做到等精度的重复观测，所以，衡量磁测质量的均方误差常采用如下计算公式：

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{K}(B_{ij} - \bar{B}_i)^2}{M - N}} \tag{6.10}$$

式中：N 为检查点数；K 为重复观测次数；B_{ij}分别为第 i 个检查点上不同时间 K 次等精度的观测值；$\bar{B}_i$ 为 K 次重复观测的平均值。

B. 磁测精度的确定

磁测工作中采用的磁力仪的类型不同，可达到的磁测精度也各不相同。目前，我国高精度的电子式（质子、光泵）磁力仪已普遍推广使用。根据实际情况，可将磁测精度分为如下四级：

Ⅰ. 特高精度：均方误差≤2nT

Ⅱ. 高精度：均方误差≤5nT；

Ⅲ. 中精度：均方误差 6～15nT；

Ⅳ. 低精度：均方误差＞15nT。

采用何种磁测精度，首先要考虑磁测的地质任务，及探测对象的最小有意义的磁异常强度（$B_{低}$）。由误差理论可知，大于 3 倍均方误差的异常是可信的。通常确定磁测精度为 $m <$（1/5～1/6）$B_{低}$。在不影响完成磁测约定的主要任务下，可适当提高磁测精度。

C. 磁测精度的保证

确定了磁测精度后，为了达到规定的精度，需要对各个环节的独立因素的误差进行分配。有多台仪器在同一工区施工，必须做仪器一致性检查。假定仪器的均方误差为 m_1，基点及基点网建立的均方误差为 m_2；野外磁异常观测均方误差为 m_3；消除干扰的各项改正的均方误差为 m_4 购；整理计算的均方误差为 m_5，其他因素为 m_6。根据误差理论，总观测精度的均方误差平方等于各个独立因素均方误差的平方之和。所以，为保证磁测精度实现，必须满足下式，即

$$m^2 = m_1^2 + m_2^2 + m_3^2 + m_4^2 + m_5^2 + m_6^2 \tag{6.11}$$

各个环节的精度确定后，就可确定各个环节相应的工作方法和技术指标，

以确保总精度的实现。

6.2.2.2 野外施工

(1) 基点、基点网的建立

为了提高观测精度，控制观测过程中仪器零点位移及其他因素对仪器的影响，并将观测结果换算到统一的水平，在磁测工作中要建立基点。基点分为总基点，主基点及分基点。总基点和主基点主要作用为观测磁场的起算点。当测区面积很大，必须划分几个分工区进行工作时，必须设立一个总基点；若干个分工区的主基点，形成一个基点网；分基点的主要作用为测线观测时控制仪器性能的变化。根据工区面积大小和观测结果的改正方法，来确定是否需要设立分基点和形成分基点网。

对各类基点的选样有严格要求。在组成基点网或分接点网后，必须选用高精度仪器进行联测。联测时要求在日变幅度小和温差较小的早晨或傍晚前，短时间内进行闭合观测。若基点（或分基点）很多，可以分成具有公共边的若干闭合环进行联测；可以选用多台仪器一次往返观测，或用一台仪器多次往返观测。由联测的结果计算均方误差和误差分配，要求联测的均方误差小于均方误差的1/2。

(2) 仪器的测试

仪器测试主要有：

1) 噪声水平测定（静态试验）；

2) 观测误差测定（动态试验）；

3) 仪器一致性测定；

4) 仪器系统误差测定。

(3) 观测高度的选择

磁测工作在测区内的观测高度应保持恒定。选择观测高度，要考虑消除或尽最大可能减小地表地质体（只要它不是研究的对象）不均匀磁化的影响。

观测高度的选择应满足下列要求：①在研究最充分的地段，通过试验予以确定。试验高度为0～6m。②观测间距保持不变（即1～2m）的情况下，在所研究的物体上进行试验。③剖面上不同高度的观测，点距应比一般密集。④测点上不同高度的观测，应在同一位置上，相应改变仪器观测高度，进行不同高度的观测。⑤所有观测值都应进行地磁场日变改正。⑥各测点上，不同高度的观测应保持同一方位，在该方向上能最大地减小方位和定向误差。

(4) 日变观测

在高精度磁测时，如不设立分基点网进行混合改正，则必须设立日变观测站，以便消除地磁场的日变化和短周期扰动等影响。日变观测站，必须设在正

常场（或平稳场）内温差小、无外界磁干扰和地基稳固的地方。观测时要早于出工的第一台仪器，晚于收工的最后一台仪器。日变观测仪器每 20 ~ 30s 记录一次读数。日变站有效作用范围与磁测精度有关，中低精度测量时，一般在半径 50 ~ 100 km 范围内，认为变化场差异微小；高精度磁测时，一般以半径 25km 设一个站为宜。

（5）测线磁场观测

按照磁测工作设计书规定的野外工作方法技术要求进行磁场测量。针对不同磁测精度，不同观测仪器和不同校正方法，采用不同的野外观测方法。每天的磁测观测都是始于基点而终于基点。使用高精度质子磁力仪观测时，必须用一台同类仪器进行日变观测，以便对野外观测记录作日变校正。野外观测时，切忌操作员和仪器探头携带者携带磁性物品。要注意地质、地形、干扰物的记录，以便分析异常时使用。如发现明显异常，要注意合理加密测线、测点，追索异常，以便准确地确定异常形态。

（6）质量检查

质量检查的目的是了解野外所获得异常数据的质量是否达到了设计的要求。这是野外工作阶段贯彻始终的重要环节。磁测的质量检查评价以平稳场的检查为主。检查观测应贯穿于野外施工的全过程，做到不同时间、同点位、同探头高度。

质量检查的基本要求是要有严格检查量、平稳场检查点数要大于总测点数的 3%，绝对数不得少于 30 个点、异常场检查点数为总检查点数的 5% ~ 30%。前者采用均方误差评价，后者采用平均相对误差评价，可用异常场检查对比剖面图表示。

6.2.2.3 资料整理

（1）观测结果的整理

磁场观测结果的整理计算与野外选用的仪器及工作方法有着密切的关系。在某个测点上观测值，是各种因素引起的磁场的叠加，而磁测目的是要提取所研究对象的磁异常（ΔT_a），因此其他因素引起的磁场均为校正场。

A. 日变改正

日变改正值从日变观测曲线上得到，在观测的日变曲线中求得某时刻相对应的日变值，取反号，即为该时刻的日变改正值。

B. 正常梯度改正

当进行大面积高精度磁测工作时，需用国际地磁参考场 IGRF 模型提供高斯系数，用计算机算出测区内 1km × 1km 节点地磁场 T_0。而后，以 1nT 的间距绘制其等值线图。用此图作正常梯度改正，其作法是以通过总基点的等值线为零

线，向北每过一条等值线减少 1nT，向南每过一条等值线增加 1nT，以此类推。

C. 高度改正

在一级近似下，沿垂向的磁场梯度为$\partial T_0/\partial R = -3T_0/R$，地球半径 R = 6371000m。当 T_0 = 50000 nT 时，地磁场垂向梯度为 -0.024nT/m。高差 30m 时，地磁场垂向变化可达 -0.72nT，约每 42m 高差改正 1nT，比总基点高 42m 加 1nT，反之则减 1nT。

当精度要求不高时，可利用全国地磁图，查得工区内的磁场水平梯度（由相邻两等值线的磁场差除以两等值线的南北向距离而得）。

D. 基点改正

在设置基点网的大面积磁测工作中，应将各基点起算的磁测结果统一为相对于总基点的异常值，这项工作称为基点改正。如某工区基点磁场比总基点高 150nT，则工区内异常值相对减小了 150nT，因此工区的基点改正值应是 +150nT。

（2）磁异常的计算

$$\Delta T = T_c - T_0 + \Delta_R^T + \Delta_T^T + \Delta_G^T \tag{6.12}$$

式中：T_c 为观测点读数；T_0 为基点磁场值；Δ_R^T 为日变改正值；Δ_T^T 为水平梯度改正值；Δ_G^T 为高度改正值。

（3）磁测图件的绘制

磁测图件有基础图件、数据换算图件和解释图件，这里介绍基础图件。

在磁测工作中，反映测区磁异常特征的基本图件有三种，即磁异常剖面图、磁异常剖面平面图和磁异常平面等值线图。

A. 磁异常剖面图

为了反映某一剖面（测线）异常变化的形态，有时需绘制剖面图。绘制方法是以剖面线上的测点位置为横坐标，以磁异常值为纵坐标，按照一定的纵、横比例尺把各测点数据点在图上，最后用直线段逐点连接。纵轴每毫米代表的异常值不能小于磁测精度（磁测均方误差）。剖面纵坐标的比例尺，并尽量取整数。当异常的幅值过大时，为了美观可适当缩小纵比例尺。

B. 磁异常剖面平面图

将各测线的剖面异常图依据线距的大小拼绘在一起，得到剖面平面图。绘制剖面平面图时，为了整体美观，纵坐标所代表的异常值应适宜。

C. 磁异常平面等值线图

为描述异常的平面变化特征，常绘制异常平面等值线图。这是按设计要求规定的比例尺将测网展布在图纸上，等值线的间距一般为异常精度的 2 ~ 3 倍，并尽量取整数。

等值线绘制的插值方法较多，不同的方法有不同的效果，因此绘制等值线可采用满足精度要求时的插值方法。

6.2.2.4 磁性测定/磁秤法

按标本相对于磁系不同的放置位置，可分为高斯第一和第二两种位置进行磁性测定。前者适用于强磁性标本测定，一般可测磁化强度大于 1500×10^{-3} A/m，后者用于弱磁性标本的测量，可测（400～500）$\times 10^{-3}$ A/m 的磁性。高斯第二位置测定时，因标本放置位置的不同，又可分为两种方法：磁秤第二位置测定法和磁秤第三位置测定法。

定向标本测定时先将标本置于立方体标本盒内，标本和盒的两中心要一致。R 为磁系中心与盒中心的距离。标本上磁北方向为 x 轴正向，y 轴指东为正，标本的水平面与 xoy 平面平行，标本从上至下为 z 轴的正向。在盒内将标本固定好后即可测定、最后测出标本的体积 V，进行计算。

(1) 第二位置测定法

高斯第二位置是将标本中心处于磁系旋转轴的延长线上（即北或南），此时磁系中心处于标本受地磁场垂直分量 Z_0 磁化的某个垂直轴间偶极子的中垂线上。假定未放标本时仪器的读数为 n_0，分别在 x 轴、y 轴和 z 轴测定时，正、反向读数分别为 n_1 与 n_2，n_3 与 n_4，n_5 与 n_6，则可由式（6.13）计算平均视磁化率 κ'（单位为 SI）、剩余磁化强度 M_r（单位为 A/m）及方位角 φ。

$$
\begin{cases}
\kappa' = \dfrac{2\pi R^3 \varepsilon}{3Z_0 V}[6n_0 - (n_1 + n_2 + n_3 + n_4 + n_5 + n_6)] \cdot 10^{-9} \\
M_r = \dfrac{2\pi R^3 \varepsilon}{\mu_0 V}[(n_2 - n_1)^2 + (n_4 - n_3)^2 + (n_6 - n_5)^2]^{1/2} \cdot 10^{-9} \\
\varphi = \arctan\dfrac{(n_4 - n_3)}{(n_2 - n_1)}, \quad \theta = \arctan\dfrac{n_6 - n_5}{[(n_2 - n_1)^2 + (n_4 - n_3)^2]^{1/2}}
\end{cases}
\tag{6.13}
$$

式中：R 为标本中心与磁系中心距离；ε 为仪器的格值；V 为标本体积；Z_0 为正常地磁场。

(2) 第三位置测定法

磁称第三位置测定法与高斯第二位置测定法原理完全一样，不同的是磁系需旋转一个方位角，使 N 极指向南。由于地磁场的水平分量 H_0 的作用，使仪器灵敏度提高，故可测一些弱磁性的岩石标本。

磁秤法第二、三位置测定，标本读数必须满足如下条件，即

$$
\frac{n_1 + n_2}{2}, \quad \frac{n_3 + n_4}{2}, \quad \frac{n_5 + n_6}{2} \leqslant n_0 \tag{6.14}
$$

磁秤法第一位置测定法，是将标本中心置于磁系中心正下方。

6.2.3 数据处理与转换

磁测资料处理中必须对实际异常进行必要的数学加工处理，使其满足其一或某些特殊需要。通常称这个过程为异常的处理与转换。

6.2.3.1 概述

磁异常处理与转换的目的是使实际异常接近解释理论所要求的假设条件，使实际异常满足某些解释方法的要求，突出实际异常中有用信息。

磁异常的处理与转换的内容主要有圆滑和划分异常（如区域场与局部场的分离，深源场与浅源场的分离等）；磁异常的空间换算（由实测异常换算成其他无源空间部分的磁场）；分量换算（由实测异常进行 ΔT，Z_a，H_a，T_a 之间的分量互算）；导数换算（由实测异常计算垂向导数、水平方向导数等）；不向磁化方间之间的换算（如化磁极等）以及曲面上磁异常转换等。异常处理与转换在空间域内进行，也可在波数域内进行。

有两个问题值得说明，一是应当合理地选择处理转换的方法，不同方法有不同的特点和作用，有不同的适用条件。认真分析磁异常特征，测区内地质、物性情况及所要解决的地质问题，根据各种处理方法的功能和适用条件来选择处理方法；二是磁异常的处理转转是一种数学加工处理。它能使实测资料中某些信息更加突出、更加明显，而不能获得实测资料以外的信息，只能改变信噪比而不能提供新信息。

6.2.3.2 磁异常的圆滑、划分和网格化

（1）磁异常的圆滑

野外实测异常中总包含有测量的偶然误差和近地表不均匀磁性体产生的干扰，使实测磁场表现出不规则的起伏。对异常进行处理时往往要先进行圆滑，以消除这些干扰，突出主体异常。对实测异常进行圆滑，从数学上讲是函数拟合问题，可选用各种圆滑方法，如最小二乘圆滑法。

（2）磁异常的划分

局部异常与区域异常往往叠加在一起，为了解释的方便，需要将局部场与区域场加以划分。插值就是划分区域场与局部场的一种方法。其实质是根据不受局部场干扰或干扰很小的测点（称为插值节点）上的场值，构造一个插值函数，然后用这个函数来计算受干扰地段的磁场值，并作为那些地段的区域场值。实测值与区域场值的差即为局部场值。

(3) 磁异常数据的网格化

实测资料作数据处理时，总是要求数据按规则网格分布的。因此就需要由不规则网格上的实际场值换算出规则网格节点磁场值，这个过程称为数据网格化。数据网格化的问题实际上插值问题，即用不规则分布的插值节点上的值来计算规则网格节点上的值。

数据网格化的过程有两步：①要计算网格上某点的场值时，先确定选用哪些点作为插值点；②由所确定的插值点构造插值多项式来计算被插节点的值。

6.2.3.3 磁异常的延拓

由水平面（或水平线）上的观测异常计算出场源外部空间中的异常，称为异常的解析延拓。其中计算上半空间（或上半平面）异常称为向上延拓；反之称为向下延拓。

(1) 向上延拓

向上延拓的主要作用是突出深部较大地质体的异常，压抑浅部较小地质体的异常。上延提高了深部场的比例，浅部场的成分还存在。向上延拓结果可用来计算地质体的形体参数和勾绘异常垂直断面等值线图等。

如二度异常向上延拓的通式为

$$\Delta T(0,-mh)=C_0\Delta T(0,0)+\sum_{n=1}^{\infty}C_n[\Delta T(nh,0)+\Delta T(-nh,0)] \tag{6.15}$$

式中：H 为取样间隔；C_n 为积分系数；n 为参数个数；m 为延拓高度系数。

(2) 向下延拓

位场的向下延拓是不适定问题。向下延拓的作用是突出局部异常和划分水平叠加异常。向下延拓较向上延拓的误差大得多，一方面是因为下延所采用的数学模型是近似的，它不可能精确刻划计算点附近的异常变化规律；另一方面，测量误差、浅部随机干扰也被放大，使下延异常曲线发生强烈跳动，为此应采取逐次圆滑、逐次下延法。

如二度异常向下延拓的通式为

$$\Delta T(0,mh)=C_0\Delta T(0,0)+\sum_{n=1}^{\infty}C_n[\Delta T(nh,0)+\Delta T(-nh,0)] \tag{6.16}$$

式中：H 为取样间隔；C_n 为积分系数；n 为参数个数；m 为延拓高度系数。

6.2.3.4 磁异常分量间的换算

在磁异常解释推断中，有时需要磁场的多种分量，增加解释信息量。如利用 Z_a 和 H_a 可作参量图以判断磁性体的形态等。有时需要简化磁异常特征，以

方便推断解释。实际磁测中一般只测一种分量 Z_a 或 ΔT。

(1) ΔT 异常换算成 Z_a 和 $Z_{a\perp}$

ΔT 异常换算成 Z_a 有助于将航磁资料与地面磁测资料进行比较（以往多数地面磁测资料是 Z_a 资料）。ΔT 换算成 $Z_{a\perp}$ 也可以简化解释工作。

(2) Z_a 异常换算成 $Z_{a\perp}$ 和 $H_{a\perp}$

由于垂直磁化条件下，水平圆柱体、直立板状体的 Z_a 异常是对称的，解释比较简单，因此，将实测 Z_a 经常换算成垂直磁化条件下 $Z_{a\perp}$ 是有利的。

(3) 将 Z_a 换算成顺层磁化的 Z_a 和 H_a

对于板状体而言，磁异常形态和磁化方向与层面的夹角 γ 有很大关系。当顺层磁化时，若板状体延深无限，则 Z_a 曲线呈对称分布；若板状体延深有限时，曲线总体上是不对称的，但在拐点以内曲线仍近似对称，极大值仍在原点附近。异常换算成顺层磁化将有利于板状体磁异常的解释推断。

6.2.3.5 磁异常导数的换算

磁异常导数已经广泛地应用于磁异常的解释。它是压制区域场、圈定局部场、分离叠加异常的常用方法。从导数异常的物理意义（图 6.10）容易看到这些特点。

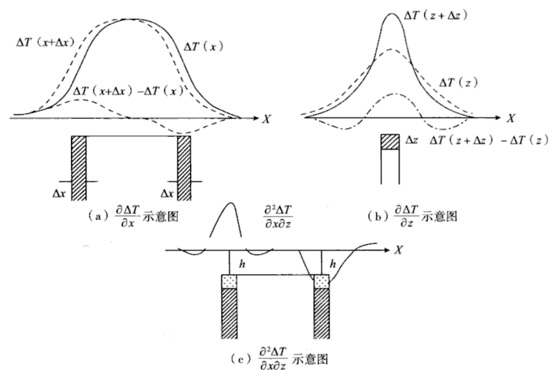


图 6.10 导数异常的物理意义示意图

(1) 一阶水平与垂直导数

磁异常的一阶导数可以用差商近似地代替微商（导数）表示，即

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Delta T}{\partial x} = \dfrac{\Delta T(x+\Delta x) - \Delta T(x)}{\Delta x} \\ \dfrac{\partial \Delta T}{\partial z} = \dfrac{\Delta T(z+\Delta z) - \Delta T(z)}{\Delta z} \end{cases} \tag{6.17}$$

磁异常的一阶水平与垂直导数，反映了异常沿水平与垂直方向的变化率。

(2) 二阶垂直导数

在磁异常解释中二阶垂直导数使用较广泛，推导出的二阶垂直导数的公式较多。二阶垂直导数公式可分为单环法和多环法两类。单环法是在 r 为半径的圆周上取 4 个点的异常，对圆心点作泰勒展开，忽略二次以上的项，导出其表达式。多环法是分别将半径为 r，$\sqrt{2}r$，$\sqrt{5}r$ 的圆周上的点对圆心点进行泰勒展开，忽略四次以上的项导出其表达式。

(3) 异常导数的作用

根据导数异常的物理意义，异常导数有几方面的作用：①突出浅源异常；②区分水平叠加异常；③确定异常体的边界（异常拐点与异常体的边界大致对应，异常二阶垂直导数的零值线大致与异常体的边界对应）；④消除或削弱背景场（区域性背景场为常数或近于线性变化）。

6.2.3.6 不同磁化方向的换算（化极）

把 ΔT 转换到地磁极的地磁场状态称为化到磁极。对 ΔT 来说，化到垂直磁化的垂直磁异常需 $\Delta T \to Z_a$ 的转换和 $Z_a \to Z_{a\perp}$ 的转换，即综合考虑磁化方向与分量转换。经两种换算后可求得 ΔT 化到磁极的换算因子。一般情况下，磁化方向与地磁场方向一致，故 ΔT 化到磁极的因子为

$$\frac{[2\pi(u^2+v^2)^{1/2}]^2}{\{2\pi[\mathrm{i}(L_0 u + M_0 v) + N_0(u^2+v^2)^{1/2}]\}^2} \tag{6.18}$$

式中：L_0，M_0，N_0 为地磁场单位矢量 t_0 的方向余弦；t_0 为地磁方向的单位矢量；u，v 为 x，y 的旋转坐标。

6.2.3.7 曲面异常的转换

起伏地形对磁测工作有一定的影响，因此在高精度磁测中要考虑起伏观测面磁异常的转换问题，虽没有大量数据形成转换的实用方法，但其方法的思路具有实际应用意义。曲面异常的转换主要有等效源法（在观测面下设置等效源与观测面内设置等效源两种情况）和直接求解法。

6.2.4 磁异常的解释

磁异常的解释的目的是根据磁测资料、岩（矿）石的磁性资料以及地质和其他物化探资料，运用磁性体磁场理论和地质理论解释推断引起磁异常的地质原因及其相应地质体（目标体）的空间赋存状态，平面展布特征。

为实现解释的目标，磁异常解释应遵循的一般原则是：①以地质为依据；②以岩石物性为基础；③循序渐进，逐步深化；④定性与定量、正演与反演、平面与剖面解释相结合；⑤综合解释；⑥多次反馈，不断修正。

不同的工作任务，磁异常解释的过程和要求也不同。总体来说，磁测资料的解释过程有：①磁测资料的预处理和预分析；②磁异常的定性解释；③磁异常的定量解释；④地质结论和地质图示。

6.2.4.1 磁测资料的预处理

为了保证解释所需资料的完整、可靠和方便，在解释前应分析磁测精度的高低，测网的疏密，系统误差的有无和大小，正常场选择是否正确，图件拼接是否合理，资料是否齐全，是否有干扰影响存在等。若有问题，应改正或处理。还应该注意分析磁性地质体的磁性特征和磁性的均匀性、方向性和大小。在解释大面积磁测资料时，常需对异常进行分区、分带，确定解释单元。多数情况下，对磁测资料进行必要的转换和处理，如延拓、化极、求导等。

6.2.4.2 磁异常的定性解释

磁异常的定性解释包括两方面的内容：一是初步解释引起磁异常的地质原因；二是根据实测磁异常的特点，结合地质特征运用磁性体与磁场的对应规律，大致判定磁性体的形状、产状及其分布。

（1）磁异常的分类

分类的目的是为了更好地查明异常的地质原因。磁异常的分类没有标准的分类方法，一般是根据异常的特点（如极值、梯度、正负伴生关系、走向、形态、分布范围等）和异常分布区的地质情况，结合物探工作的地质任务进行异常分类。如普查时可根据异常分布范围，把异常分为区域异常和局部异常。区域性异常与大的区域构造或火成岩分布等因素有关；局部异常可能与矿床和矿化、小磁件侵入体等因素有关。

（2）磁性体形状的初步判断

磁性体形状的初步判断主要可依据磁异常的平面、剖面和空间变化特征（表6.3，表6.4）。

表 6.3 点磁极、磁偶极、磁偶极线的磁场特征

类别	主剖面上 Z_a，H_a	Z_a 主断面等值线	H_a 主断面等值线	T_a 主断面等值线	Z_a-H_a 参量图	主断面磁力线
顺轴磁化无限陡立柱体						
垂直磁化球体						
垂直磁化水平圆柱体						

表 6.4 二度板状体磁场特征

类别	主剖面上 Z_a，H_a	Z_a 主断面等值线	H_a 主断面等值线	T_a 主断面等值线	Z_a-H_a 参量图	主断面磁力线
斜交磁化无限延深薄板						
顺层磁化无限延深厚板						
斜交磁化无限延深厚板						
斜交磁化有限延深厚板						

A. 根据磁异常的平面和剖面特征

磁异常的平面等值线形态，反映地下磁性体的形态。例如球状体的 Z_a 异常等值线为等轴状，有一定走向的地质体引起一定定向的带状异常。如果正异常的两侧伴生有负异常，可认为磁性体为下延有限的磁性体。如只有正异常而无明显的负异常伴生，则可认为磁性体下延很大。当正异常一侧伴生有负异常，另一侧无负异常，则判断较为复杂，需具体分析。当走向长度大于 10 倍埋深时，中心剖面处异常的主体部分接近于二度体异常。

B. 利用磁异常的空间变化特征

Ⅰ. 利用磁异常断面等值线特征：磁性体形态不同，断面磁异常等值线不同。对于厚板体及水平薄板体，Z_a 断面等值线有交于两点的趋势。这两点的深度及间距分别与板体的上端和水平宽度相当。对于接触带，则在一侧有相交的趋势。对于薄板体和水平圆柱体，Z_a 断面等值线则有交于一点的趋势。在实际解释中交点虽无法精确求出，但近似推断是可能的。对于下界有限的磁性体，Z_a 正等值线两侧，均有负等值线；而对于接触带，则只有在一侧有负等值线。

Ⅱ. 利用不同高度上 Z_a 曲线特征：对于无限延深薄板体 Z_a 曲线，不同高度极大值、极小值及零值点横坐标连线相交于板顶。极大值与极小值点连线间的夹角为 $\pi/2$，不同高度水平圆柱体的磁异常的极大点、极小点、零值点及 1/2 极值点连线相交于圆柱中心。根据以上特征可以大致判别其形状。

Ⅲ. 计算形状参数 n：简单规则形体磁异常的极大值与埋深 h 之间有以下关系式：

$$Z_{a\max} = c/h^n$$

式中：c 为与磁性体形状、产状和磁性有关的常数；n 为仅与磁性体形状和大小有关的指数。磁性体规模愈大，则 n 值愈小。如有限延伸板体 $1<n<2$；水平圆柱体 $n=2$；球体 $n=3$。

Ⅳ. 由 Z_a-H_a 参量曲线判断形状：以 Z_a 值为纵坐标，以 H_a 值为横坐标，将各点的磁场值 Z_a 值与 H_a 值分别点出后连成曲线，根据参量曲线图的形态可以判断磁性体的形状。无限延深薄板状体 Z_a-H_a 参量图为一圆；水平圆柱体为一椭圆；无限延深厚板为一椭圆；有限延深厚板为椭圆心形线；有限延深薄板参量曲线形状接近水平圆柱体的椭圆。

（3）磁性体倾向的初步判断

A. 根据 Z_a 异常特征判断倾向

Ⅰ. 南北走向长椭圆状异常：异常南北走向，反映磁性体走向为南北向；在垂直异常走向剖面内，有效磁化强度为垂直向下。当 Z_a 正异常一侧下降缓

慢，另一侧下降较快，并出现负极值，则磁性体倾向 Z_a 下降较缓的一侧。在此侧较远处若出现负异常，由磁性体下端所引起。当 Z_a 曲线对称时，则表明磁性体直立。若两侧无负值或负值不明显，则说明磁性体下延较大；反之若有负值存在，系下端延深较小所致。

Ⅱ. 东西走向长椭圆异常：东西走向长椭圆异常，在南北向剖面内，忽略剩磁，则其磁化方向即为当地地磁场方向。此类异常特征与磁性体、产状的关系可概括为：①若 Z_a 曲线近于对称（特别是正异常部分），说明磁性体向北倾斜，且倾角与地磁倾角相近，相当于顺层磁化。若北侧较远处出现负值，系矿体下端引起。②若 Z_a 曲线北侧下降较快，有明显的负极值，南侧下降较缓，这是磁性体倾角大于磁化倾角的板状体异常特征。

Ⅲ. 任意走向的长椭圆状 Z_a 异常：磁性体走向既不是东西又不是南北向时，在垂直异常走向剖面内，有效磁化倾角应小于90°，但大于地磁倾角，其磁异常特征介于上述两种情况之间。

B. 根据 T_a 异常特征判断倾向

利用矢量强度 T_a（$=\sqrt{Z_a^2+H_a^2}$）判断磁性体倾向，将不受磁化方向的影响，无需已知磁化强度力向即可判断磁性体的倾向。由 Z_a 换算 H_a 并合成 T_a，在 T_a 曲线上较缓的一侧为矿体的倾向。

6.2.4.3 磁异常的定量解释

定量解释是在定性解释的基础上进行，目的在于根据磁性地质体的几何参数和磁性参数，结合地质规律，进一步判断场源的性质，提供磁性地层或基底的几何参数（主要是埋深、倾角和厚度）在平面或沿剖面的变化关系，以便推断地下的地质构造，提供磁性地质体在平面上的投影位置、埋深及倾向等。

定量解释工作中应注意下列问题。

（1）根据工作目标任务合理选择定量解释方法

对于区域磁测资料，若以配合地质填图、研究区域构造、基底构造、圈定岩体和油气盆地为目标的解释工作，则应选择能用于大面积多体磁异常快速反演的方法。如磁性界面反演方法、视磁化强度填图方法、拟BP反演方法、各种快速自动反演深度深方法、欧拉法、总梯度模法、Werner法、切线法等。综合利用上列方法，再辅以合适的分场滤波方法即可获得深、浅层位的磁性构造、磁性体的深度、轮廓以及空间展布规律。

（2）根据地形、地理与地质特点合理选择处理转换与定量解释方法

对于区域磁测资料，如南北跨度大的测区、低纬度测区、地形起伏大的测

区等，则应针对这些复杂情况，选用变磁倾角化极、低纬度化极以及曲面磁异常化极与曲面延拓、分量、导数转换的方法，对转换后的资料再作反演。也可直接选用在曲面地形上反演的方法，如已有曲面实测 ΔT 及 $\Delta T_x'$，$\Delta T_y'$，$\Delta T_z'$、则可直接在起伏地形下用欧拉法反演、复场强反演与球谐级数展开反演。若在弱地形下，可用拟 BP 法反演。

对于勘探区磁测资料，若地形起伏、地质体磁性分布均匀，且有多体，则仍可用三角形、多面体与二度半组合体人机交互可视化正反演方法进行定量解译。

(3) 平面与剖面相结合，合理组合使用反演方法

在进行区域磁测资料解释时，一方面最好选择能控制全区的少量典型剖面作三维精细反演，可采用人机交互可视化正反演方法。在此基础上给出全区磁性界面反演的定解条件，以此来控制全区界面反演的效果。另一方面可先进行宽约束条件下的拟 BP 反演，反演出浅、中、深不同层位的磁化强度分布，进而给出区内磁性体展布的大致轮廓，以此作为初始模型，提供精细三维反演作进一步反演。这样把不同特点的反演方法有机结合，可以提高反演的效果。

6.2.4.4 地质结论和地质图

地质结论是磁异常地质解释的成果，也是磁测工作的最终成果。它是磁场所反映的全部地质情况的总结，是由定性、定量解释与地质规律结合所得出的地质推论。它不一定与地质人员的地质推论相同。

地质图示是磁测工作地质成果的集中表现。因此，磁测成果应尽可能以推断成果图的形式反映出来，如推断地质剖面图、推断地质略图、推断矿产预测略图等。这些图件不仅便于地质单位使用，也便于根据验证结果和新的地质成果进行再推断。

6.2.5 磁法勘探的应用

磁法是物探方法中理论比较成熟、应用范围比较广泛的方法。过去磁法大多用于研究大地构造和寻找磁性矿体，随着国民经济和社会发展的需要，近年来它已在环境调查方面得到应用。

(1) 探测废弃弹药

近年来，地质调查处开展运用高精度磁测寻找第二次世界大战时期日军在中国遗弃的化学武器弹药的研究。先后在防化场试验基地、南京市、北安市开展工作，均取得了好的效果。用 G－858 铯光泵磁力仪在防化试验场进行了高精度磁测，根据勘探成果见附图 1，圈出了四个磁力异常点，每个异常点下都

挖出了炮弹，见附图2。

（2）探测垃圾填埋场

城市生活垃圾中往往有一定数量的磁性物质。在德国的汉诺威，曾在一个生活垃圾场上空进行过航空磁测（同时还进行了航空电磁测量和航空放射性测量）。测量在直升机上进行，测线距离50m，平均飞行高度50m，悬挂在机外的磁探头距地面高度30m。测量结果表明，从垃圾场的南侧向北，磁异常的幅度从750nT降低为560nT，与垃圾场外的背景值相比，异常值明显，磁异常区域与垃圾堆放区域重合，说明磁异常是由垃圾堆中的铁磁性物质引起的。

美国（Sanda）国家实验室和墨西哥州立大学的研究人员，曾对墨西哥城附近科特兰（Kirtland）空军基地的垃圾填埋场地作了一系列地球物理探测。1960～1971年期间曾在该地区1km^{2}土地上挖了九条深2.3～6m、走向东西的垃圾堆放沟，所堆的垃圾主要是实验垃圾，包括动物尸体，污物、放射性物质，后期还掩埋了约2t的水银。这些废弃物被装在55cm/s^{2}的钢桶内再埋入沟中，上覆1m厚的沥青盖板。该区采用可牵引的多探头排列探测系统（MTADS）进行磁测。测量结果共发现12处目标异常，而且对埋深0.8m、直径2cm的电缆也有清晰的显示。对测量的结果采用墨西哥大学开发的MAPER和MTADS程序进行了处理，通过数值分析进行定量解释，实现了自动识别单个磁异常体的目标，解释结果给出了各个目标体的位置、几何尺寸以及铁磁性物体的重量，充实了定性解释中的结论。

（3）探测煤田火区

由于煤层中含有氧化铁和氢氧化铁受高温作用变成磁铁矿的缘故。实验表明，经过燃烧的岩石会具有磁性，经过烘烤再冷却后的沉积物，其磁化强度可增长6000倍，离燃烧面最近的岩石磁性最强，而且不一定要求温度达到居里点。有的样品加温到200℃再冷却后即可获得强磁性。在许多煤盆地中，在燃烧过的煤层上方都有强磁异常。实践证明，根据煤层燃烧的热剩磁特点，利用磁法探测煤田火区，可以取得较好效果。磁法在煤田火区探测中的任务是：探测火区范围、了解燃烧状态、提出燃烧速度、提出火区燃烧深度。

第7章　其他勘探方法

7.1　放射性勘探

地壳内存在天然放射性元素、天然然放射性元素衰变时放射出 α，β，γ 射线，这些射线穿过物质便会产生游离、荧光等特殊物理现象，根据岩石放射性的特征来寻找放射性元素的目标地质体，以解决环境与工程地质及各类地质问题的方法称为核地球物理勘探，简称核物探。

7.1.1　基础知识

7.1.1.1　放射性衰变

自然界所有物质都是由元素组成，而每个元素都是由原子核和核外绕行电子构成。在自然界有些元素的原子核是不稳定的，能自发地改变核结构，而转变成另一种原子核，这种自发的变化称为放射性衰变。这种能自发产生放射性核衰变的元素称为天然放射性元素或天然放射性同位素。如果使用中子或高能量的带电粒子和光子照射原子核，改变其核的结构，使之转变成另外一种原子核称为核反应。核反应生成新的原子核有很多是稳定的同位素，也有很多是不稳定的放射性同位素。每种放射性同位素在衰变的过程中原子核放出各种粒子的现象称为核辐射（放射性）。元素的放射性衰变主要类型有 α 衰变、β 衰变、γ 衰变、β^+衰变和电子俘获。

（1）α 衰变

放射性元素的原子核自发地放出 α 粒子而变成另一种元素的原子核的衰变过程称为 α 衰变。从原子核中放出的 α 粒子实际上是高速运动的氦原子核（^4_2He），它的质量和氦原子核相等，带有两个单位的正电荷，并带有一定的能量，对于天然放射性同位素核裂变放出的 α 粒子能量一般为 4 ~ 9MeV（兆电子伏）。放射性元素经 α 衰变后，它的质量数降低四个单位，原子序数降低两个单位，变成一种新的元素。

(2) β衰变

放射性元素的原子核自发地放出β粒子而变成另一种元素的原子核的过程称为β衰变。从原子核放出的β粒子实际上是高速运动的电子，静止质量等于电子质量，带有一个电子单位的负电荷；β衰变后形成的新原子其质量数不变，与原来的核相等，而原子序数升高一位。

(3) γ衰变

α衰变或β衰变后形成的新原子核往往处于激发态，所谓激发态是指原子核的能量状态高于稳定态（即基态）的状态。激发态是不稳定的，它要直接或经一系列过程蜕变到稳定的基态。原子核由激发态向较低能态跃迁时常常放出γ光子，γ光子（也称γ射线）不带电。这种原子核由激发态跃迁到低能态，而核的原子序数和质量数均保持不变，只是能量变化，由一个能级变到另一个能级，所以γ衰变又称为γ跃迁。

(4) β^+衰变

放射性元素的原子核自发地放出β^+粒子而变成另一种元素的过程称为β^+衰变。β^+粒子是高速运动着的正电子，它是一种质量与电子相等，但带一个正电荷的粒子。β^+衰变只在某些人工放射性元素衰变时才发生。

(5) 电子俘获

原子核俘获了一个轨道电子，使原子核内的一个质子转变成中子并放出中微子的过程称为电子俘获。经轨道电子俘获后形成的新核素质量和母核的质量数相等，但原子序数减少一位。

7.1.1.2 天然放射性元素

自然界存在三个天然的放射性元素系列，铀系、钍系、锕铀系（图7.1）。

(1) 铀系

铀系起始元素是^{238}U，半衰期为4.468×10^9a，经三次α衰变，两次β衰变后变成镭（$^{226}_{88}Ra$，半衰期为1600a），镭经α衰变变成氡（$^{222}_{86}Rn$，半衰期为3.825d），氡又经八次α衰变、八次β衰变成为稳定同位素^{206}Pb。在铀系17个放射性同位素中最主要的γ辐射体是^{214}Bi，α辐射体是氡及其短寿命子体^{218}Po与^{214}Po，主要的β辐射体是^{234}Pa，^{214}Pb，^{214}Bi，^{210}Bi四个放射性同位素。

(2) 钍系

钍系起始元素为^{232}Th，经五次衰变变成^{220}Rn（半衰期为55.6s）；^{220}Rn又经一系列衰变变成稳定的^{208}Pb。钍系中最有意义的γ辐射体是^{232}Th，主要α辐射体是^{220}Rn，^{220}Rn也是氡的同位素，但由于半衰期短，对人体产生的内照射剂量不及^{222}Rn的1/4。

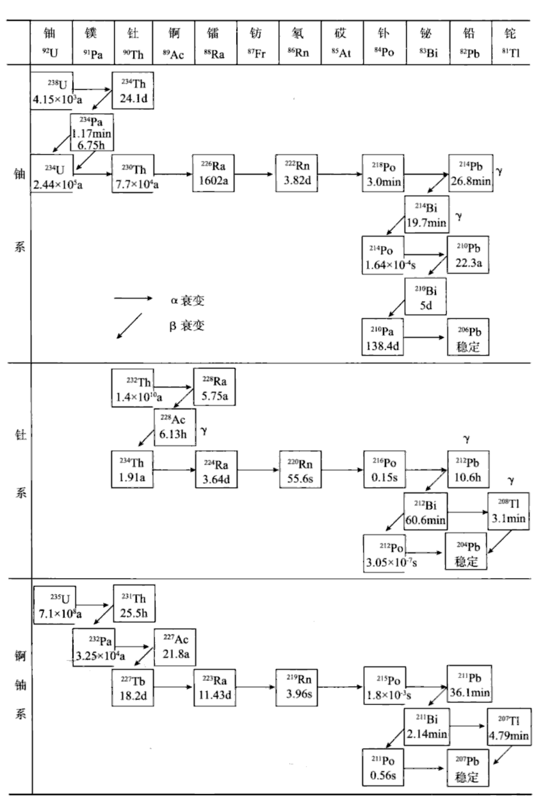


图 7.1　自然界存在的三个放射性系列图

(3) 锕铀系

锕铀系起始元素是^{235}U，^{235}U经7次放射性衰变变成^{219}Rn（半衰期为3.96s），由于^{219}Rn的半衰期很短，它离开母体后在很短的时间内就衰变完了，对人产生的剂量贡献很小，一般不考虑它对人体产生的剂量；^{219}Rn又经多次衰变变成稳定同位素^{207}Pb。

除上述三个衰变系列中的放射性元素外，还有许多不成系列的放射性元素，例如^{40}K，^{14}C等，^{40}K在自然界中分布十分广泛，它放出的1.46MeV的γ射线，是天然γ辐射背景的重要组成。

7.1.1.3 射线与物质的相互作用

(1) α射线与物质的相互作用

α射线是α粒子组成的。A粒子通过物质时，主要是与原子的轨道电子相互作用，使物质电离或激发。带电的α粒子与束缚电子作弹性碰撞，或因静电作用力使束缚电子得到加速，离开轨道变成自由电子，称为电离。若束缚电子获得的能量不够大，则不能变成自由电子，只是激发到更高能级上去，这种现象称过激发。α粒子的电离能力很强，但穿透物质的能力很弱。在空气中射程只有3~10cm，一张纸就可以挡住它。α粒子运行的轨迹呈直线。

(2) β射线与物质的相互作用

β射线是由β粒子束组成。β粒子为带一个负电荷的高速运动的电子，其速度接近光速。天然放射性核素在β衰变时放出的β粒子，β粒子通过物质时，能产生电离、激发、弹性散射和韧致辐射等现象。弹性散射使β粒子运动方向发生变化，致使其实际运行的路程比穿透的射程要大几倍。韧致辐射是β粒子被物质阻止，速度突然降低，一部分动能以电磁波的形式辐射出去的效应。

β粒子行走的轨迹不是直线，而是弯曲折线。在空气中，其射程约为1.2m，在铝中约为0.6cm，不到1cm厚的岩层就把β射线全部吸收了。

(3) γ射线与物质的相互作用

γ射线和X射线都是波长很短的电磁波，是一种光子。但是γ射线是原子核从激发态变化到基态时放出的，而X射线是原子在能量相差悬殊的两个能级之间的跃迁而产生的。γ射线和X射线是电磁波，所以其传播速度为光速，但它们的波长短、频率高，比可见光的光子能量大得多。γ能谱测量正是根据γ射线能量的不同来测定不同的核素。

γ射线不带电，与物质相互作用不同于α与β等带电粒子的作用过程。γ射线通过物质时主要产生三种效应——光电效应、康普顿效应和形成电子对

效应。

光电效应。低能量（<0.5MeV）的 γ 光子与物质作用时可将其能量全部交给原子而自身消失，原子又将这些能量全部交给一个壳层电子。该电子消耗部分能量克服原子核的束缚而逸出，成为光电子，另一部分能量则成为光电子的动能。这种作用称为光电效应。具有动能的光电子可以使邻近的原子电离。失去电子的原子则处于激发状态，其内层电子的空位由较外层的电子所补充，从而放出 X 射线。

康普顿效应。中等能量（0.5~1.02MeV）的 γ 光子与被作用物质原子中的壳层电子（有时也与自由电子）发生弹性碰撞。碰撞前后的动能和能量守恒，这时 γ 光子的一部分能量传给电子，使电子脱离轨道，并伴随有 X 射线辐射。损失了部分能量的 γ 光子则偏离最初的路径，与原方向成 θ 角散射出去，形成散射 γ。这种现象称为康普顿效应。

电子对效应。能量大于 1.02MeV 的 γ 光子经过物质的原子核（尤其是重原子核）附近时，在核力的作用下，γ 光子完全被吸收，同时产生一对具有一定动能的正、负电子对，这种作用称为电子对效应。电子对效应主要产生在高能区（>5MeV），对于天然放射性元素的 γ 射线作用很弱。

天然放射性核素产生的 γ 射线在岩石中的作用以康普顿效应为主。γ 射线通过物质时，虽也能产生电离作用。但它在单位距离上所生成的离子对大约只有 β 射线的 1%，而其穿透能力却大于 β 的 100 倍。在岩石和覆盖层中，γ 射线一般透过 0.5~1m，β 射线能透过几毫米，而 α 射线只能透过 30μm。

7.1.1.4 放射性素在自然界中的分布

地球表面或地壳中的矿物岩石不同程度地具有一定的放射性，它们几乎全部是因为含有放射性核素铀、钍、锕和钾的同位素以及它们衰变的产物。

对三大岩类而言，岩浆岩中的酸性岩放射性核素含量最高，并随岩石酸性的减弱而逐渐降低。但即使岩性成分相同，不同时代、不同地区岩石中的放射性核素的正常含量也有很大差异。对同一类型的岩浆岩，年代愈新，放射性核素含量愈高。

沉积岩中的放射性核素的含量取决于岩石中泥质含量的多少。因为泥质颗粒具有很强的吸附放射性核素的能力。此外，泥质沉积物中较多的钾矿物也导致放射性核素含量的增高。总体来说，沉积岩比岩浆岩的放射性核素含量低，但在泥岩、泥质砂岩和粘土中放射性核素含量还是很高。一般情况，粘土、淤泥、泥岩、板岩、泥质砂岩、火山岩、海绿石砂岩和钾盐等的放射性核素含量高；砂、砂岩和含泥质的碳酸盐类岩石次之；白云岩、石灰岩、某些砂和砂岩再次之；石膏、岩盐最低。

变质岩中放射性核素的含量与它们在原岩中的含量及变质过程有关。由于铀、钍等核素在变质过程中容易分散，所以变质岩一般比原岩的放射性核素含量低。

天然水中放射性核素含量很少，通常只含铀、镭和氡，很少含钍和钾。岩石中的氡易溶于水，流经岩石破碎带的水可以溶解大量氡气，造成水中镭含量正常、氡浓度增大的状况，这将有助于发现和圈定岩石破碎带。

7.1.1.5 放射性物理量和单位

放射性测量采用的单位均为国际辐射单位。在辐射安全监测中常用的物理量有活度、照射量、照射量率、吸收剂量、吸收剂量率、剂量当量和有效剂量。

(1) 放射性活度和活度浓度

在给定的时刻，其一特定能态的一定量的放射性核素的活度 A 是 dN/dt 所得的商，其中 dN 是在时间间隔 dt 内由该能态上发生自发核跃迁数的期望值。活度单位名称为贝可（勒尔），表示为 Bq，1Bq 指放射性核素的核每秒衰变一次，即 $1Bq = 1s^{-1}$。

放射性活度浓度系指样品中氡的放射性活度 A 与该样品体积之比，在 SI 制中其单位为 Bq/L。

(2) 照射量和照射量率

照射量是描述 X 或 γ 射线辐射场的物理量，以空气为介质，以 X 或 γ 射线产生的电离电量为标准。照射量 X 是指 X 或 γ 辐射在质量为 dm 的空气中释放出来的全部电子（包括正、负电子）被空气完全阻止时，在空气中产生出来的一种符号的离子的总电荷的绝对值 dQ，即 $X = dQ/dm$。照射量单位为 C/kg（库/千克）。

照射量率 X' 是在 dt 时间内照射量的增量 dX 除以 dt，即 $X' = dX/dt$。照射量率的单位为 C/kg · s（库/千克 · 秒）。

(3) 吸收剂量和吸收剂量率

吸收剂量 D 是剂量测定用基本物理量，任何电离辐射授予质量为 dm 的物质的平均能量 dE 除以 dm 所得的商。单位为戈，符号为 Gy，1Gy = 1J/kg（焦耳/千克）。

吸收剂量率 D' 是吸收剂量对时间的导数，即 $D' = dD/dt$。吸收剂量率的单位为 Gy/h（戈瑞/小时）。

(4) 剂量当量

剂量不能完全满足辐射防护的目的，因为不同类型的电离辐射对人体组织的损伤效应是不同的。因此，按某种组织或器官平均的吸收剂量乘以辐射权重

因子，以考虑给定类型的辐射在诱发健康效应中的效能。由此获得的量称为剂量当量。

剂量当量的单位为希（沃特）（Sv），即焦耳每千克（J/kg）。

（5）有效剂量

在单个器官或组织受辐照时，使用剂量当量这个量，但由给定的剂量当量产生有害随机性效应的可能性是随器官和组织而异，因此每个器官和组织所受的剂量当量乘以组织权重因子，以考虑器官的辐射敏感性。个人所有受照组织的加权剂量当量之和称为有效剂量。

有效剂量的单位与吸收剂量的单位相同，即焦耳每千克，名称可使用希（沃特）（Sv），以避免与吸收剂量单位（Gy）混淆。

7.1.2 放射性测量方法

放射性测量方法按放射源不同可分为两大类：一类是天然放射性方法，主要有γ测量法、α测量法等；另一类是人工放射性方法，主要有X射线荧光法、中子法等。表7.1给出了几种放射性测量方法的简单对比。

7.1.2.1 γ测量

γ测量法是利用辐射仪或能谱仪测量地表岩石或覆盖层中放射性核素产生的γ射线，根据射线能量的不同判别不同的放射性元素，而根据活度的不同确定元素的含量。γ测量可分为航空γ测量、汽车γ测量、地面（步行）γ测量和γ测井，其物理基础都是相同的。

根据所记录的γ射线能量范围的不同，γ测量可分为γ总量测量和γ能谱测量。

（1）γ总量测量

γ总量测量简称γ测量，它探测的是超过某一能量阈值的铀、钍、钾等的γ射线的总活度。γ总量测量常用的仪器是γ闪烁辐射仪，它的主要部分是闪烁计数器。闪烁体被入射的γ射线照射时会产生光子，光子经光电倍增管转换后，成为电信号输出，由此可记录γ射线的活度。γ辐射仪测到的γ射线是测点附近岩石、土壤的γ辐射、宇宙射线的贡献以及仪器本身的辐射及其他因素的贡献三项之和，其中后两项为γ辐射仪自然底数（或称本底）。要定期测定仪器的自然底数，以便求出与岩石、土壤有关的γ辐射。岩石中正常含量的放射性核素所产生的γ射线活度称为正常底数或背景值，各种岩石有不同的正常底数，可以按统计方法求取，作为正常场值。

表 7.1 几种放射性法的简单对比

方法名称(1)	放射源(2)	测量射线(3)	测量的主要放射性核素或参数(4)	方法的基本原理(5)	主要仪器设备(6)	工作效率(7)	获得参数数量(8)	异常明显情况(9)	其他(10)
γ测量	天然	$\gamma(\gamma+\beta)$	^{214}Bi,^{208}Tl,^{40}K等	测量U,Th,K等放射性元素及其子体辐射出的$\gamma(\gamma+\beta)$射线,了解它们的存在情况	γ总量辐射仪 γ能谱仪	最高	单一 >7	较差 较佳	宜于露头上测量
射气测量	天然	α	Rn	测量放射性气体Rn放出的α射线,了解放射性气体的情况	射气仪	较低	4		宜于浮土厚时工作
径迹测量	天然	α	Rn及其子体,其他α辐射体	测量α射线对塑料等绝缘体作用后产生的径迹,了解有关放射性核素的存在情况	塑料片、显微镜、化学试剂及有关设备	埋片约20d,室内处理及观测	单一	较差	宜于浮土覆盖区工作,有化学处理过程
孔中α测量	天然	α	各种α辐射体(以Rn及其子体为主)	测量坑内之α射线,了解放射性的有关情况	细径的数字式α辐射仪	低	单一		宜于浮土覆盖区工作
活性炭法	天然	$\gamma(\beta+\gamma)$,α	Rn及其子体	活性炭能吸附Rn,测定吸附物及其子体的放射性,可了解放射性气体之情况	活性炭、数字式γ辐射仪及铅屏或数字式α辐射仪	埋活性炭数日,α测量可在现场进行			宜于浮土覆盖区工作,γ测量需在室内进行
Po 210法	天然	α	^{210}Po	取土样回实验室进行化学处理,测量^{210}Po放出的α射线,了解^{210}Po或^{210}Pb的分布	数字式α辐射仪、化学试剂及有关设备	取回土样在实验室分析	单一	较差	宜于浮土覆盖区工作
热释光法(LTD)	天然	α,β,γ	各种放射性核素	把热释光探测器置于测点接受射线照射,之后在实验室加热探测器,测定其发光情况,了解所受辐射	热释光探测器、热释光测量仪	野外埋探测器,室内观测	单一		条件合适可取天然样品观测

续表

方法名称 (1)	放射源 (2)	测量射线 (3)	测量的主要放射性核素或参数 (4)	方法的基本原理 (5)	主要仪器设备 (6)	工作效率 (7)	获得参数数量 (8)	异常明显情况 (9)	其他 (10)
α 卡法 (α 杯法)	天然	α	Rn 的子体	测量 Rn 的子体在金属或塑料上沉淀物的放射性，了解放射性气体之情况	自然 α 卡、静电 α 卡、α 杯、数字式 α 辐射仪	现场测量及室内测量	>4	较佳	浮土覆盖区可工作，埋卡(杯)时间可长可短，氡管法原理相似
RaA 法	天然	α	^{218}Po	测量 ^{218}Po 在金属上的沉淀物，了解 ^{222}Rn 的情况	数字式 α 辐射仪	瞬时测量	单一		浮土覆盖区可工作
液体闪烁计数器测氡法	天然	α	Rn 及其子体	芳香族有机物(液体闪烁计数器之溶剂)能溶解氡，通过液体闪烁计数器之情况，可了解 Rn	液体闪烁体、闪烁辐射仪	置液体闪烁体于测点数小时至数十小时	单一		工作时不受湿度影响
γ-γ 法	人工	γ	密度	γ 射线与物质作用产生康普顿效应，与介质的密度有关，也与有效原子序数有关	γ 辐射源、γ 辐射仪、辅助装置	现场			
X 荧光法	人工	X	原子序数 (元素及含量)	射线与物质作用，使其原子发出特征 X 射线(荧光)，测量特征 X 射线可了解该物质之元素及含量	放射源、X 射线能谱仪、滤片及有关装置	现场			探测深度很浅，宜在露头处测量
活化方法	人工	γ 等	元素及含量	射线与样品之核素发生核反应，形成新的放射性核素，测量其衰变特性，可确定样品所含核素种类及数量	反应堆、加速器、高分辨率 γ 能谱仪及有关设备	先活化，后观测			灵敏度极高，可分析痕量元素

（2）γ能谱测量

γ能谱测量记录的是特征谱段的γ射线，可区分出铀、钍、钾等天然放射性元素和铯-137、铯-134、钴-60等人工放射性同位素的γ辐射。其基本原理是不同放射性核素辐射出的γ射线能量是不同的，铀系、钍系、钾-40和人工放射性同位素的γ射线能谱存在着一定的差异，利用这种差异选择几个合适的谱段作能谱测量，能推算出介质中的铀、钍、钾和其他放射性同位素的含量。

为了推算出岩石中铀、钍、钾的含量，通常选择三个能谱段，即第一道：1.3~1.6MeV；第二道：1.6~2.0MeV；第三道：2.0~2.9MeV。每一测量道的谱段范围称为道宽。由于第一道对应^{40}K的γ射线能谱，第二道、第三道则分别主要反映铀系中的^{214}Bi和钍系中的^{208}Tl的贡献，故常把第一、二、三道分别称为钾道、铀道和钍道。但是，钾道既记录了^{40}K的贡献，又包含有铀、钍的贡献。同样，铀道中也包含钍的贡献。当进行环境测量时往往增设^{137}Cs，^{134}Cs，^{60}Co等道。

γ能谱测量可以得到γ射线的总计数，铀、钍、钾含量和它们的比值（U/Th，U/K，Th/K）等数据，是一种多参数、高效率的放射性测量方法。

7.1.2.2 射气测量

射气测量是用射气仪测量土壤中放射性气体浓度的一种瞬时测氡的放射性方法。目的是发现浮土覆盖下的铀、钍矿体，圈定构造带或破碎带，划分岩层的接触界限。

射气测量的对象是^{222}Rn，^{220}Rn，^{219}Rn。氡放出的α射线穿透能力虽然很弱（一张纸即可挡住），但它的运移能力却很强。氡所到之处能有α辐射，用α辐射仪可方便测定。

^{222}Rn，^{220}Rn的半衰期分别为3.8d和56s，前者衰变较后者慢得多，以此可加以区分。

工作时，先在测点位置打取气孔，深约0.5~1m，再将取气器埋入孔中，用气筒把土壤中的氡吸入到仪器里，进行测量。测量完毕，应将仪器中的气体排掉，以免氡气污染仪器。

7.1.2.3 Po-210测量

Po-210法，也写作^{210}Po法或钋法，它是一种累积法测氡技术。^{210}Po法是在野外采取土样或岩样。用电化学处理的方法把样品中的放射性核素^{210}Po置换到铜、银、镍等金属片上，再用α辐射仪测量置换在金属片上的^{210}Po放出来的α射线，确定^{210}Po的异常，用来发现深部铀矿，寻找构造破碎带，或

解决环境与工程地质问题。

直接测氡，易受种种因素的影响，结果变化较大。测量^{210}Pb能较好地反映当地^{222}Rn的平均情况。^{210}Po是一弱辐射体，不易测量，但其后^{210}Bi（半衰期5d）的子体^{210}Po却有辐射较强的α辐射，半衰期长（138.4d）。因此，测^{210}Po即可了解^{210}Pb的情况，并较好地反映^{222}Rn的分布规律。

^{210}Po是^{222}Rn的子体，沿有钍的贡献。这是和γ测量、射气测量、α径迹测量的不同之处。只测量^{210}Po的α射线，而测不到Po的其他同位素放出的α射线，是因为它们的半衰期不同的缘故。

7.1.2.4 活性炭测量

活性炭法也是一种累积法测氡技术，灵敏度高，效率亦高，而技术简单且成本低，能区分^{222}Rn和^{220}Rn，适用于覆盖较厚，气候干旱，贮气条件差的荒漠地区。探测深部铀矿或解决其他有关地质问题。

活性炭测量的原理是在静态条件下，干燥的活性炭对氡有极强的吸附能力，并在一定情况下保持正比关系。因此，把装有活性炭的取样器埋在土壤里，活性炭中丰富的孔隙便能强烈地吸附土壤中的氡。一定时间后取出活性炭，测定其放射性，便可以了解该测点氡的情况，以此发现异常。

埋置活性炭之前，先在室内把活性炭装在取样器里，并稍加密封，以免吸附大气中的氡。活性炭颗粒直径约为0.4~3mm。每个取样器里的活性炭重约数克至数十克，理置时间约为数小时至数十小时，一般为5d。时间可由实验确定最佳值，埋置时间短，类似射气测量；埋置时间长，类似径迹测量，但径迹测量除有氡的作用外，其他α辐射体也会有贡献。活性炭测量只有氡的效果。也有把活性炭放在地面上来吸附氡的测量方法。

为了测量活性炭吸附的氡，可采取不同方法：①测量氡子体放出的γ射线；②测量氡及其子体放出的α射线。

7.1.2.5 热释光法

工作时，把热释光探测器埋在地下，使其接受α，β，γ射线的照射，热释光探测器将吸收它们的能量。一定时间后，取出探测器，送到实验室，用专门的热释光测量仪器加热热释光探测器，记录下相应的温度和光强。探测器所受辐射越多，其发光强度愈强。测定有关结果即可了解测点的辐射水平及放射性元素的分布情况，进而解决不同的地质问题。

自然界的矿物3/4以上有热释光现象。常温条件下，矿物接受辐射获得的能量，是能长期积累并保存下来的。只有当矿物受热到一定程度，贮存的能量才能以光的形式释放出来。根据矿物样品的发光曲线，可以推算该矿物过去接

受辐射的情况、温度的情况等。

7.1.2.6 α测量法

α测量法是指通过测量氡及其衰变子体产生的α粒子的数量来寻找放射性目标体，以解决环境与工程问题的一类放射性测量方法。氡同位素及其衰变产物的α辐射是氡气测量的主要物理基础。

工程和环境调查中用得较多有α径迹测量和α卡测量方法。

(1) α径迹测量法

当α粒子射入绝缘体时，在其路径上因辐射损伤会产生细微的痕迹，称为潜迹（仅几纳米）。潜迹只有用电子显微镜才能看到。若把这种受过辐射损伤的材料浸泡在强酸或强碱里，潜迹便会蚀刻扩大，当其直径为微米量级时，用一般光学显微镜即可观察到辐射粒子的径迹。能产生径迹的绝缘固体材料称为固体径迹探测器。α径迹测量就是利用固体径迹探测器探测径迹的氡气测量方法。

在工作地区取得大量α径迹数据后，可利用统计方法确定该地区的径迹底数，并据此划分出正常场、偏高场、高场和异常场。径迹密度大于底数加一倍均方差者为偏高场，加二倍均方差者为高场、加三倍均方差者为异常场。

(2) α卡法

α卡法是一种短期累积测氡的方法。α卡是用对氡的衰变子体（$^{218}_{84}Po$和$^{214}_{84}Po$等）具有强吸附力的材料（聚酯镀铝薄膜或自身带静电的过氯乙烯细纤维）制成的卡片，埋于土壤中，使其聚集氡子体的沉淀物，一定时间后取出卡片，立即用α辐射仪测量卡片上的α辐射，借此测定氡的浓度。由于测量的是卡片上收集的放射性核素辐射出的α射线，所以把卡片称作α卡，有关的方法就称为α卡法。如果把卡片做成杯状，则称为α杯法，其工作原理与α卡法相同。

7.1.2.7 γ-γ法

γ-γ法是一种人工放射性法，它是利用γ射线与物质作用产生的一些效应来解决有关地质问题，常用来测定岩石、土壤的密度或岩性。

γ-γ法测定密度的原理是当γ射线通过介质时会发生康普顿效应、光电效应等过程。若γ射线的照射量率I_0；γ射线穿过物质后，探测器接受到的数值为I，则I和I_0之间有一复杂的关系。即$I = I_0 \cdot f(\rho, d, Z, E_0)$，其中$\rho$为介质的密度，$d$为γ源与探测器间的距离，$Z$为介质的原子序数，$E_0$为入射γ射线能量。

在已知条件下做好量板，给出I/I_0与ρ，d的关系曲线。在野外测出I/I_0

后，即可根据量板查出相应的密度值ρ。

7.1.2.8 X荧光测量

X射线荧光测量，也称X荧光测量，是一种人工放射性方法，用来测定介质所含元素的种类和含量。其工作原理是利用人工放射性同位素放出的X射线去激活岩石矿物或土壤中的待测元素，使之产生特征X射线（荧光）。测量这些特征X射线的能量便可以确定样品中元素的种类，根据特征X射线的照射量率可测定该元素之含量。由于不同原子序数的元素放出的特征X射线能量不同，因而可以根据其能量峰来区分不同的元素，根据其强度来确定元素含量，且可实现一次多元素测量。

根据激发源的不同，X荧光测量可分为电子激发X荧光分析、带电粒子激发X荧光分析、电磁辐射激发X荧光分析。

X荧光测量可在现场测量，具有快速、工效高、成本低的特点。

7.1.2.9 活化法

活化分析是指用中子、带电粒子、γ射线等与样品中所含核素发生核反应，使后者成为放射性核素（即将样品活化），然后测量此放射性核素的衰变特性（半衰期、射线能量、射线的强弱等），用以确定待测样品所含核素的种类及含量的分析技术。

若被分析样品中某元素的一种稳定同位素X射线作用后转化成放射性核素Y，则称X核素被活化。活化分析就是通过测量标识射线能量、核素衰变常数、标识射线的放射性活度等数据来判断X的存在并确定其含量。

能否进行活化分析以确定X核素存在与否，并作定量测量，关键在于：①X核素经某种射线照射后能否被活化，并具有足够的放射性活度；②生成的Y核素是否具有适于测量的衰变特性，以利精确的放射性测量。

活化分析可分为中子活化分析、带电粒子活化分析、光子活化分析等。

(1) 中子活化分析

根据能量不同，中子可分为热中子、快中子等。热中子同原子核相互作用主要是俘获反应，反应截面比快中子大几个量级。反应堆的热中子注量率一般比快中子的大几个量级，因此热中子活化分析更适应于痕量元素的分析。

(2) 带电粒子活化分析

常用的带电粒子有质子、α粒子、氘核、氚核等，也有重粒子。

带电粒子活化分析常用于轻元素，如硅、锗、硼、碳、氮、氧等的分析。

(3) 光子活化分析

常用电子直线加速器产生的高能轫致辐射来活化样品。

7.1.3 放射性测量的应用

放射性测量方法在普查勘探铀矿床、测定样品的地质年代等工作中发挥了重要的作用。随着技术的发展，它在环境监测和地质灾害调查中也得到了应用。与其他物探方法相比，放射性测量方法的主要特点是：仪器轻便，方法简单，容易掌握；测量灵活，工效高，成本低；受地形的影响较小，能在浮土覆盖薄的地区工作；不受电磁干扰，不受振动及噪声影响。

7.1.3.1 寻找基岩地下水

α 杯法测氡先后在不同地区、不同条件下应用于寻找地下水。例如在成都市东郊龙潭寺某工厂区有限范围内寻找地下水。该区属于四川红层地区，浮土覆盖层厚约十多米，下伏为侏罗纪紫红色砂岩和泥岩。根据地形、地物等情况，将其分为东西两个测区，共布置 α 杯法测线 8 条，总长约 1500m，测点 130 个。测量结果如图 7.2 所示，由此推断在测区内主要存在有三条隐伏构造，走向均为南偏东，其中 F_1 构造在西区穿过 1969 年钻探的一口老机井，F_2 构造在 F_1 的东约 150m 处，F_3 在东区穿过一口老井。结合地质、水文等资料，分析认为这三条构造均是含水的，因此布置了三个井位供施工参考。最后，有关单位在一号井位钻探 39m，成井后得到了日涌水量 154t 的优质地下水，解决了该单位水源不足的问题。

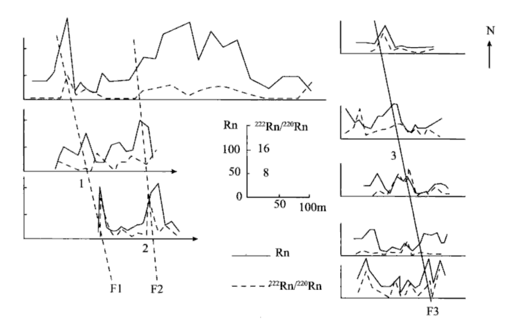


图 7.2 电离室 α 杯法找水应用平面剖面

7.1.3.2 测氡在地质灾害勘查中的应用

氡的迁移距离不仅与其半衰期的长短有关，而且还与岩石和土壤结构（孔隙、裂隙、毛细管等）及温度、湿度、压力等因素有关。一般来说，氡的迁移能力很强，除扩散现象外，随地下气流和地下水的迁移是更为重要的因素。岩石破碎、孔隙度增大、地温增高、气压降低等都促使氡气由地下向地表迁移。同时，在构造带中由于镭的存在，镭极易溶于水，随着地下水的垂向搬运在地表富集，形成氡异常，水的垂向搬运加快了氡气由地下向地表迁移的速度，以至于在地表可以探测到几十米甚至数百米深构造的存在。岩石破碎带、裂隙、断层、岩溶、滑坡体等都是氡迁移的良好通道，这样就会在地表形成氡异常。根据对氡异常的研究和解释，就能够对断层、滑坡、溶洞等地质灾害进行勘察和监测。

（1）利用氡测量查明断裂构造

根据我国长期的研究和实践，利用氡测量查明断裂构造已取得了较好的成效。α 杯、α 卡、^{210}Po 和活性炭吸附氡等方法均能发现和查明断裂构造。断裂带上氡异常的通常特征是：①Rn 的异常值与背景值之比，通常要高出 2 ~ 5 倍。②Rn 异常的形状，一般呈单峰、双峰或多峰，有时也呈阶梯状。

（2）利用氡测量探测地裂缝

地裂缝的形成机制显示大部分的地裂缝是由构造运动引起的，另一部分在水的诱发或直接参与作用下受重力或人为因素的影响萌发生成。位于地下深处岩石中氡的母元素经一系列衰变形成氡气后，主要依靠扩散、对流和抽吸作用等穿过松散介质和孔隙以最短距离垂直运移至地表，并缓慢向大气中逸散。毫无疑问，裂缝和构造为氡的迁移提供了良好的通道，而与深部断裂存在联系的构造地裂缝构成了氡及其子体迁移、积累和赋存的有利环境。从作为氡载体的水在非构造地裂缝中的作用可知，非构造地裂缝同样存在氡气异常的可能条件，其氡值的大小决定于参与活动的水中氡值含量的高低。

A. 地裂缝氡气异常的判别

不同地区氡气背景值存在差别，一般来说，背景值可以通过野外实测得到，在一定范围内其变化幅度肯定不大。对于地裂缝处氡值按常规如果高于或低于背景值 2 倍即认为具明显正或负异常，也就是说当氡异常率

$$K_d = \frac{\alpha_1 - \alpha_0}{\alpha_1}$$

大于等于 0.5 时可认为出现明显氡气异常。如果在氡值实测剖面图上作一条 Rn 等于 2 倍背景值平行于水平轴的直线，那么此线截取的上面曲线部分围成的地段即为氡值正异常带，同样可划分氡值负异常带，进而按照地裂缝值异

常特点判断其开口部位。

B. 应该注意的问题

Ⅰ. 在潮湿、地势较低地段工作时，要防止地下水进入干燥器甚至机筒内腔，要求缓慢用劲，匀速提拉，并随时注意橡皮管之间的玻璃管是否进水。

Ⅱ. 在大面积探测地裂缝氡气异常时，测点间距可加大，但不宜超过100m，有地裂缝迹象的地段，测点要加密。根据测试结果可以作出氡值等值线图。

Ⅲ. 对已知地裂缝的氡气异常进行测试时，剖面可以横向布置，亦可以纵向布置，以增加地裂缝氡气异常的判据。

Ⅳ. 在测量区域氡气背景值时，应与探测本区地裂缝氡气异常值所采用的高压时间和测量时间保持一致，避免产生不必要的误差，影响异常带的判别。

Ⅴ. 如果异常带不明显，即存在弱异常带，可以运用动态的数学方法进行定量的判别。

Ⅵ. 运用氡值异常带来预测预报地裂缝时，应辅以其他的直接勘探地裂缝的手段予以确定。

（3）利用氡测量探测煤层火区

可以利用氡气测量了解火区的大致范围。用氡气测量的原理是：煤层发生自燃时，温度均高于280℃，在高温高压的条件下，地下气体包括氡气，向地表运移的速率会加大。水溶解氡的程度通常与周围气体含氡量呈正比，当周围气体的含氡量不变时，氡在水中的溶解度随着温度的升高而降低。例如，在0℃时，氡在水中的溶解系数为0.510，而在100℃时仅0.108。因此，当地下存在热源时，可降低岩石中孔隙水溶解氡的数量，从而增加了从地下向上迁移的氡的数量。氡在水中的溶解系数还取决于水的矿化度，水的矿化度越高，氡在水中的溶解系数越低。当地下存在热源时，由于布朗运动使水的矿化度增高，也使部分氡从水中分离出来而向地表迁移。在火区上方由于煤的燃烧产生大量 CO，CH_4，CO_2 等气体，其浓度相应增加数倍乃至上百倍，还产生大量水蒸气。这些气体不但成为氡向上运移的载体，而且使地下的镭元素被水蒸气和其他气体携带向上运移，这也是自燃区上方氡量升高的原因之一。

此外，煤层自燃大多发生在采空区、遗留的煤柱、破裂的煤壁及浮煤堆积等地点，其中以煤柱的自燃现象最多见。煤柱燃烧到一定程度，会支撑不住顶板的压力而坍塌，其破碎程度显然大于正常地层，破碎的范围可以看作一个大“集气杯”，即上小下大的柱体，柱体内的气体运移通道优于柱体外，这就导致煤柱内外的氡气浓度差异。因此，通过地面氡气测量可以大致确定火区的分布范围。

7.2 地热勘探

地热勘探是以地球内部介质的热物理性质为基础，通过观测和研究地球内部各种热源形成的地热场随时间和空间的分布规律，从而地质、地球化学以及其他地球物理方法研究和解决有关环境与工程等地质问题的一种地球物理方法。它广泛用于地热能的勘探，地下热水的寻找，同时在工程热害的预防，环境勘查也得到广泛应用。

7.2.1 基本概念

7.2.1.1 地热学中常用物理量

(1) 温度

温度是对物质中分子平均动能的度量，它表征物体的冷热程度。为了定量地进行温度的测量，必须确定温标，即温度的数值表示方法。

各种温标的区别在于定义固定点（相平衡点）不同。热力学温标的温度单位为K（开［尔文］），规定水的三相点温度为273.16K，水的冰点和沸点温度为273.15K和373.15K。摄氏温标的温度单位为℃（摄氏度），规定水的冰点和沸点温度为0℃和100℃。国际单位制中规定，热力学温度是基本单位，符号为 T（T_k），摄氏温度是导出单位。

地球温度是地球的重要物理特征之一，它是随时间和空间而变化的。空间和时间变化是紧密相关的。地球空间存在着温度差异，它将随着时间的变化，通过热传导的方式达到热平衡。

(2) 地温场

地球的温度场（或地热场）是地球的物理场之一，它表示地球内部各层中温度的分布状态，是地球内部空间各点在某一瞬间的温度值的总和。若地热场某点的温度是随时间而变化时，则称之为非稳定性地热场，不随时间变化的称为稳定性地热场。

地球内部的温度场可以用等温面或等温线来表示，只有穿过等温面或等温线的方向才可观察到温度的变化。在等温面或等温线的法线方向上，温度变化值最大，一般把等温面法线方向上单位长度内的温度增量称为温度梯度。热传导的方向与温度梯度的方向相反。地温梯度的倒数称为地温陡度，表示沿等温面的法线方向地温升高1℃时所增加的深度，一般采用的单位为m/℃。

(3) 热量

根据热力学第一定律，热量是能量的一种形式，在一定条件下它可以与其他形式的能量互相转化。如某系统（或物体）所吸收的热量（Q），等于该系统（或物体）对外界所做的功（W）与系统（或物体）内能的改变或转化量（$\Delta\delta$）之和，即为 $Q = W + \Delta\delta$。

热量单位一般用焦耳（J）表示。功的量纲与热量相同。

(4) 热流密度

热流密度（q）被定义为单位时间内流过单位面积的热量，它是一个矢量，以温度降低的方向为正。地球的大地热流密度是表征地球地温场的一个重要物理量，一般用它表示地球内部热能向地球表面散失的状况。所以大地热流密度系指单位时间内通过地球表面单位面积所散失的热流量。根据稳定热传导原理，它等于岩石热导率与相应地温梯度的乘积，即 $q = -k\mathrm{d}T/\mathrm{d}z$，式中 k 为岩石的热导率，z 为深度。热流密度分别与岩石热导率和温度梯度成正比，其方向与温度梯度的方向相反。

热流密度（q）的法定单位为 $\mathrm{mW/m^2}$ 或 $\mathrm{W/m^2}$。

7.2.1.2 岩石的热物理性质

常用岩石的热物理性质主要是热导率、比热、热扩效率和生热率。这些热物理性质与研究地球内部的热状态是密切相关的，并且与其他地球物理场也具有相关关系。

(1) 热导率

它是表征物质导热能力的一个重要物理量。它的物理意义是沿热传导方向、单位厚度（l）岩石两侧温度差为1℃时，在单位时间内运通过单位面积的热量。热导率也是热流密度与地温梯度之间的比例系数。

(2) 比热容

比热容（c）是表征岩石存储热的能力，其物理意义是单位质量的物质温度升高一度所吸收的热量。其表达式为 $c = Q/m\Delta T$，Q 是使质量 m 的岩石增温 ΔT 所需的热量，其法定单位为 J/kg·℃。

岩石的比热容与其密度（ρ）的乘积称为岩石单位体积热容量（$c\rho$）。在室温条件下，不同种类岩石的比热容变化幅度不大。由于水的比热容较大，所以一般多孔隙岩石的含水量增加，其比热容也有所增加。

(3) 热扩散率

热扩散率（a）是表征岩石在加热或冷却时各部分温度趋于一致的能力。表达式为 $a = k/\rho c$。热扩散率的法定单位为 $\mathrm{m^2/s}$。岩石的热扩散率主要与岩石热导率及密度有关，因岩石的比热容变化不大，对热扩散率影响较小。岩石热

扩散率随岩石含水量的增加而增加，在沿岩石层理方向比垂直层理方向要大。岩石热扩散率一般可根据热导率、比热及密度测试数据计算，不同岩石的热扩散率亦不同。

（4）生热率

生热率（A）是表征单位体积、单位时间内热源所产生的热量。其实用单位为 J/(kg·a)（焦（耳）每千克年）。

7.2.1.3 热的三种传导方式

自然界中热传递是一种复杂的物理过程，目前认为在自然界中的热交换可分为三种基本的方式，即传导传热、对流传热和辐射传热。

（1）传导传热

在地球内部存在着温度差异，形成温度梯度，所以温度由高向低处传导。传导传热的物理过程就是依靠固体岩石内部的分子振动进行热交换的过程。

为了求解物体的温度场，必须先求出表达热传导的微分方程式。推导可得傅里叶热传导微分方程式：

$$\frac{k}{\rho \cdot c}\nabla^2 T + \frac{A_0}{\rho \cdot c} = \frac{\partial T}{\partial t} \tag{7.1}$$

式中：$\nabla^2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$；$\rho$ 为介质的密度；c 为介质的比热容；k 为热导率；A_0 为小单元体内的生热率。

当小单元体内部没有热源，即 $A_0 = 0$ 时，傅里叶热传导微分方程式为

$$a\nabla^2 T = \frac{\partial T}{\partial t}$$

其中介质的热扩散率

$$a = \frac{k}{\rho \cdot c} \tag{7.2}$$

当温度不随时间变化，简化为泊松方程和拉普拉斯方程，即

$$\nabla^2 T = -\frac{A_0}{k} \quad \text{或} \quad \nabla^2 T = 0 \tag{7.3}$$

由式（7.3）说明，在稳定状态下，物体内部温度的分布与热扩散率无关。

傅里叶热传导微分方程式是一切固体导热问题的普遍适用的方程式。对地热问题的求解，还需根据特定的初始条件和边界条件进行计算。在地热问题中最常见的初始条件是当 $t=0$、$T=$ 常数。边界条件是指物体边缘和表面的温度情况，在地热问题中，常取地表的年平均温度为常数（当 $t>0$ 时，$T=$ 常数）；

或在均匀介质情况下，取地表热流密度为常数。

(2) 对流传热

对流传热可分两类，即自然对流传热和受迫对流传热。由于流体被冷却或加热，造成各部分的密度差而引起的热运动称为自然对流传热。因为流体上下界面温度差大，高温区和低温区之间的密度差也大，高温区的热膨胀系数和有温度差的上下界面间隔的大小，都与形成对流传热有关。流体受外力影响，产生压力差所引起的热运动，称为受迫对流，这种对流传热称为受迫对流传热。

牛顿冷却定律是对流传热的基础，热交换的速度与其温差成正比，表达式为

$$q = \alpha \cdot (T_1 - T_2) \tag{7.4}$$

式中：T_1 为固体界面温度；T_2 为液体或气体界面温度；α 为界面传导系数（或热对流系数），其单位为 $W/m^2 \cdot ℃$。

若为非封闭环境内的液体或气体时，T_2 就是指相邻介质传热表面上的薄边界层以外的温度。薄边界层的厚度 h 用下式估算：

$$q = \alpha \cdot (T_1 - T_2) = k_\alpha \frac{T_1 - T_2}{h} \tag{7.5}$$

所以

$$h = \frac{k_\alpha}{\alpha} \tag{7.6}$$

式中：k_α 为薄边界层 h 的热导率。

(3) 辐射传热

当两个不同温度的物体在真空中相隔一定距离时，即使它们之间没有进行传导和对流传热的介质，但是也有热量由高温物体传到低温物体，由这种方式产生的热量传递称为热辐射或辐射传热。现已证明，温度高于绝对零度的任何物体表面都以电磁波的形式连续辐射热能。辐射热的光谱段大部分落在红外区，小部分落在可见光谱区。辐射热能（Q_0）以光速传播，当它射在物体表面上时，辐射能一部分被吸收（Q_{Ab}），一部分被反射（Q_{Re}），一部分则穿过该物体（Q_{Tr}）。

于是

$$\begin{cases} Q_{Ab} + Q_{Re} + Q_{Tr} = Q_0 \\ Ab + Re + Tr = 1 \end{cases} \tag{7.7}$$

这里 $Ab = \frac{Q_{Ab}}{Q_0}$为物体吸收率；$Re = \frac{Q_{Re}}{Q_0}$为物体反射率；$Tr = \frac{Q_{Tr}}{Q_0}$为物体透射率。

当 $Ab = 1$ 时，即落在物体上的辐射热能全部为物体所吸收，这类物体称黑

体。自然界不存在绝对黑体，实际物体表面的辐射热能低于同温度下黑体表面的辐射能。

一个发射率等于 ε 的物体表面辐射能为

$$E = \varepsilon\sigma_b T^4 \tag{7.8}$$

其中：σ 和 σ_b 分别为实际物体和黑体的辐射常数；ε 为表面辐射系数（σ/σ_b）。可见，物体的辐射热能与其绝对温度的四次方成正比。

7.2.1.4 地球内部热源

经测定，全球地面热流密度平均值约为 65mW/m²，以此粗略估计地球平均年龄为 45 亿年，则自地球形成以来，总流出热量达 4×10^{30}J 以上。实际上这是较低的估计，因为尚未考虑热流密度随历史的变化，以及地球不断通过温泉、火山、造山运动及地震等形式释放的热能。当前对地球热源主要认为有放射性元素生热、地球的重力热及其他热源。

(1) 放射性元素生热

放射性元素生热是指放射性元素衰变时所产生的热量。地球热场的分布及其随时空的变化，受控于地球内部热源。在地球内部，具有足够丰度的、生热率较高，且半衰期与地球年龄相当的放射性元素（如铀 238、铀 235、钍 232 和钾 40 等）衰变时所释放的巨大热量，构成了地球内部的主要热源。

地球化学研究表明，放射性元素铀、钍、钾在地球分异演化过程中，集中于地壳及上地幔顶部，以大陆地壳上部的酸性岩浆岩（如花岗岩）中最为丰富，而基性、超基性（如玄武岩、橄榄岩）中含量甚低，两者的生热率可相差数百倍。有人粗略统计过，酸性岩浆岩生热量约占生热总量的 70%，基性岩约占 20%，超基性岩约占 10%。

(2) 地球的重力热

据资料认为，约 45 亿年前形成的原始地球是一个未曾分异、较为均质的低温尘埃、气体和陨石物质的“混合体”。这些原始物质聚集、体积收缩形成地球。地球收缩时所释放的重力能和物质碰撞动能转换的热能也是一种长期有效的热源，其中部分热能作为辐射能由地表向外空间散失，另一部分为地球加热。这是地球物质在重力作用下，向地心集中时由位能转换成热能。它在地球形成初期及以后核、幔分异过程中曾起过很大作用。

有人估计，收缩到现在地球大小的均匀球体，由于地球半径的变化，引力所做的功可表示为

$$W = \frac{3}{5} \cdot \frac{GM^3}{R} \tag{7.9}$$

式中：G 为万有引力系数；M 为地球质量；R 为地球平均半径。

地球半径收缩1cm，约放出3.3×10^{23}J的热量。有人认为，当地球生成后形成地核时的重力能，也可以转换为热能，并且相当巨大，可达1.5×10^{31}J。除散失的能量外，平均每年转换成热能的小于3×10^{21}J 。

（3）其他热源

其他热源有潮汐摩擦热和化学反应释放热。

A. 潮汐摩擦热

月球和地球之间相互吸引而产生的摩擦热量，有人估计为4262～4266J/a，约占地球内部放出来的总热量的4%左右。

B. 化学反应释放热

主要表现在地壳某些局部，如在硫化矿物的富集地带中，由于放热化学反应而形成局部热源，这种作用形成局部热源，可引起地热异常，对地球热平衡影响不大。

7.2.2 地热勘探工作方法

在大面积地热调查中，可以用红外扫描方法来圈定地热异常的范围。但区域的或局部的地热调查通常都要在钻孔或浅孔中进行。

地热异常，就是实测热流值或实测地温梯度值高于它们的正常位的部分。在地温测量中，以地壳热流或地温梯度的平均值作为正常场值。一般认为，大地热流平均值为62.8×10^{-3}W/m^2，平均地温梯度为0.02K/m。

已有的热流数据和大量测温资料表明，从全球来看，区域地热异常分布面积相对较小，主要分布在大洋中脊、大陆裂谷、岛弧及年青造山带即现代岩石圈板块边界，而板块内部热流及地温梯度值接近于正常值，且呈大面积分布。然而，在区域地热正常区内，由于地壳表层的地质构造、岩性、地下水运动及古气候条件等的影响，或局部热源的存在，可使地壳表层的正常温度分布遭到破坏，常常形成局部地热异常区。

地下热水（气）是强大的载热流体，它是地下热能从深部传递到地表的重要媒介。大气降水渗入地壳内部经深循环加热后，在有利的地质构造条件下，在静水压力作用下，沿一定通道上涌至地表，可携带出巨大的热量。如果地下水沿缓倾斜或近水平产状的地层或构造通道运动，一般都能与围岩达到温度平衡，而形不成地热异常或仅有微弱的地热异常显示；如果地下水沿产状较陡的地层或近于直立的断裂带上涌时，在多数情况下，因具有很高的速度，来不及与围岩达到完全的热平衡，因此，在热水上涌的主要通道附近，常常形成局部地热异常区。

7.2.2.1 测量仪器

钻孔测温使用的仪器有最高水银温度计、电阻温度计和半导体热敏电阻温度计等。

电阻温度计的原理是一个直流平衡电桥，电阻 R_1 和 R_2 用温度系数较大的材料（如铜丝）做成，称为灵敏臂；R_2 和 R_1 用温度系数很小的合金（如康铜）制成，它们的电阻值可看成常数，称为固定臂。灵敏臂装在紫铜管内，开有缺口，以保证紫铜管与泥浆接触良好。固定管绕在密封的胶木架上。若灵敏臂用热敏电阻，则成为半导体灵敏电阻温度计。

岩石的热导率值大多是用仪器对岩心标本测量后取得的。在我国，常用的仪器是稳定平板热导仪，也可以用导热探棒在现场直接测量热导率仪。近几年已采用一种两用探头在钻孔内同时测量地温梯度和热导率值。

7.2.2.2 工作方法

地热测量在地热调查中具有十分重要的意义，由于地热异常区的热量可以通过传导而不断地向地表扩散，测量地下一定深度的温度和天然热流量，便可以圈定地热异常区，并大致推断地下水的分布范围。

地热测量可在一定间隔的点、线组成的测网上进行。测线方向一般应垂直于地热异常的长轴或储热、导热构造的走向。测网密度应根据地热异常形态、规模等确定，如控制地下热水的构造不清，热异常形态复杂，则测网密度应加大；若覆盖层较厚，地热异常不明显，测网密度可适当放稀，而扩大测量面积。

地热测量的深度应根据储热构造的埋深、温度及当地的水文地质、气候条件而定。在埋深较小的高温地热区，由于地表地热异常明显，可采用浅部测温。浅部测温包括地表温度调查和浅孔地温调查两类。

地表温度调查是测量土壤的温度和温度梯度，为减少气温变化的影响，一般在深 2 ~ 30m 的浅孔中用温度计进行测量。由于近地表地热异常的延伸范围一般较小，故点距应小于 50m，大多在 10 ~ 30m 之间。

浅孔地温测量的孔深一般在 50 ~ 200m 之间，钻孔间距取决于地热异常的范围。其优点在于不受地表气候变化的影响，但钻进费用较土壤温度测量高。

在覆盖层较厚的地热区，地表没有地热异常显示或显示微弱的情况下，多采用钻孔测温方法。由于钻孔中的原始岩体温度已受到钻探、井液或空气循环等技术活动的破坏，因此，为使测得的地温梯度尽量接近于原始地温梯度，一般要求在终孔后相当一段时间（一般为数天至半月），待孔中气温和井壁岩层温度达到稳定平衡以后，再进行地温梯度测量。测量时，将半导体热敏电阻温

度计通过电缆放入钻孔中，逐点测量地温的垂向变化。

7.2.2.3 资料的整理和图示

(1) 资料整理

地热测量取得的数据是极其重要的第一手资料。为了获得有关地热异常空间分布规模的正确结论，必须对所收集的与地热场有关的原始资料和原始测温数据进行全面分析，分类评价。

在综合资料之前，需要了解钻孔温度是否已经恢复平衡。长期静止的钻井、基井、生产井、水位变化不大的水文观测孔，以及终孔后稳定 3～5d 以上的钻孔测温数据可作为基础数据。钻进过程中的井底温度、关井测静压时的井温，以及矿井平巷浅孔（通常要超过 5m）的温度可作为同类数据的对比和参考数据。径流影响强烈的自流井和干井内的温度曲线不能作为地温资料处理。如果目的在于确定热流密度，则应选择当地最深，又无地下水运动影响的钻孔温度资料。

根据全区内各钻孔的温度曲线，可以分别求得钻孔内各岩层的地温梯度及全区各岩层的平均地温梯度，利用岩心标本测得的岩石热导率 k，求得钻孔中各岩层的热流密度，并进而求得全区各岩层的平均热流密度值。

(2) 资料图示

地温测量的图件主要有钻孔地温剖面图、等温线断面图、等温线平面图。

A. 钻孔地温剖面图

该图是根据钻孔内不同深度上的温度值绘制而成。通常将此曲线附在钻孔水文地质柱状图上，以便与钻孔的水位、流量及地层结构等进行对比分析。

B. 等温线断面图

它是研究地热变化的重要图件。图中除了应将各钻孔的地温数据标在图上，并勾结等温线外，还应将地层岩性、断裂、裂隙、热岩溶蚀以及钻孔的涌水、漏水、水位等资料标示在图上，以便进行分析对比。

C. 等温线平面图

这种图通常是以地形地质图为底图，根据各测点同一深度的地温数据绘制而成。它对于了解地热异常区的平面形态，寻找和圈定高温中心具有重要意义。

7.2.3 地热勘探的应用

从图 7.3 所示的近代火山地热区的等温剖面图可见，所排泄区都向上突起，伸向地表，指明了明显的地热异常。

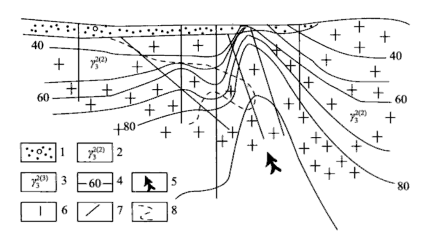
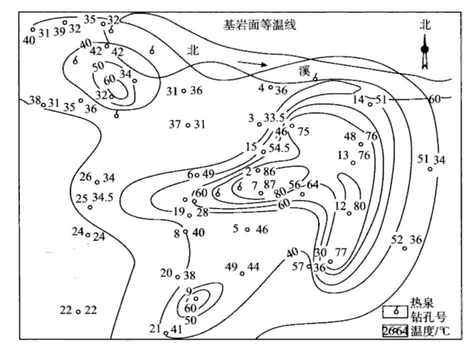


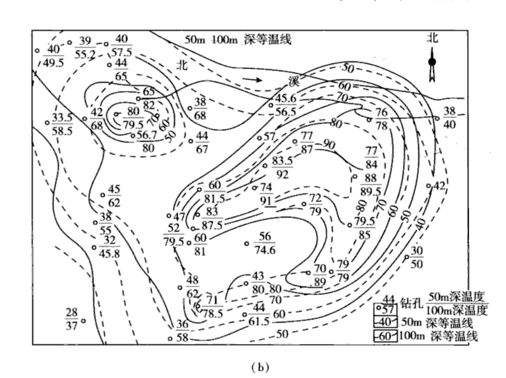
图 7.3　地热异常示意图

1—第四系砂、粘土互层；2—细粒黑云母花岗岩；3—中、粗粗黑云母花岗岩；4—等温线（℃）；5—地下热水流向；6—钻孔；7—断层；8—地层界线

图 7.4 为广东邓屋地热田不同深度的等温线平面图。由图可见，各深度等温线的形态基本相似，在中、南、北部部有一个地热中心。其外围等温线大致呈长轴近东西向的葫芦形。



(a)



(b)

图 7.4 某地热田等温线平面图

7.3 地球物理测井

地球物理测井，简称测井，又称为钻井地球物理。它是应用地球物理方法来研究钻孔地质剖面，从而解决某些地下环境与工程地质问题和钻井技术问题的一门技术科学，是地质勘探工作的主要手段之一。环境、工程及水文地质工作中常用的地球物理测井方法有电法测井、核测井、声波测井等（表 7.2）。

表 7.2 测井方法概况

测井方法大类	测井方法小类	代表性测井方法
电法测井	岩层电化学测井	自然电位测井、极化电位测井
	岩层导电特性测井	微电极测井、微球形聚集电阻率测井、双侧向测井、感应测井、地层微电阻率扫描成像测井、方位电阻率成像测井、阵列感应成像测井
	岩层介电特性测井	电磁波传播测井
声波测井	声波传播速度测井	声波时差测井、偶极横波测井
	声波能量测井	水泥胶结测井、变密度测井、超声波成像测井
	频谱特性测井	自然噪声测井

续表

测井方法大类	测井方法小类	代表性测井方法
核测井	伽马测井	自然伽马测井、自然伽马能谱测井、地层密度测井
	中子测井	超热中子测井、热中子测井、中子寿命测井、碳氧比能谱测井
	核磁特性测井	核磁共振测井
生产测井	流量计测井	涡轮流量计测井、核流量计测井、脉冲中子氧活化测井
	流体密度测井	压差密度计测井、伽马密度计测井
	持水率测井	电容法持水率计测井、放射性低能伽马持水率计测井
	井温测井	普通井温仪测井、纵向微差井温仪测井、径向微差井温仪测井
	压力测井	应变压力计测井、石英晶体压力计测井
电缆地层测试器测井		重复式地层测试器测井、组件式地层动态测试器测井

7.3.1 电法测井

电法测井是指以研究岩石及其裂隙流体的导电性、电化学性质及介电性为基础的一类测井方法，包括以测量岩层电化学特性、导电特性和介电特性为基础的测井方法。常用的有自然电位测井、视电阻率测井、侧向测井、微电极系及激发极化测井。

7.3.1.1 自然电位测井

自然电位测井是以岩石的电化学活动性质为基础的测井方法。

(1) 井中自然电场的产生

井中自然电场的产生主要取决于岩石的岩性、地下水与泥浆的矿化度和含盐成分。在测井中，钻井剖面以砂、泥岩为主，所观测到的自然电位主要是由扩散作用、扩散—吸附作用和过滤作用所产生的。

扩散电位：不同浓度的两种溶液之间可形成电位差，这一电位差所产生的电场反过来又会减慢原来运动较快的离子，而加速原来运动较慢的离子。当这一电位差达到某一数值而使正、负离子的实际迁移速度达到相同时，在两种溶液中的正、负离子就不再富集。这时扩散达到动态平衡状态，两种溶液之间便建立起一个稳定的电位差。这种由离子扩散作用所产生的电动势称为扩散电动势。

扩散—吸附电位：对于含泥质的岩层（如粘土、泥岩、亚砂土及亚粘土等），由于泥质颗粒具有选择性吸附负离子的特性，从而使迁移率较快的负离

子（如 Cl^- 离子）的实际运动速度大大降低，而原来迁移较慢的正离子（如 Na^+ 离子）的实际运动速度相对加快，其结果使得在低浓度的溶液中富集了正离子，而在高浓度的溶液中则富集了负离子，从而产生了与纯扩散作用相反的电场。这种在离子扩散过程中又伴随着吸附现象而产生的电动势称为扩散—吸附电动势。

过滤电位：过滤电位是因地层水与泥浆柱之间存在着压力差而产生的。地下水溶液在压力差的作用下通过岩石孔隙时，因构成孔隙壁的岩石颗粒具有选择性吸附负离子的作用，故在孔隙壁形成固定的负离子层，而孔隙内溶液中相对过剩的正离子便同溶液一起向压力低的孔隙一端移动。这样就在孔隙两端富集了不同符号的离子，从而形成了电位差，称为过滤电动势。

实测得的自然电位是由扩散电动势、扩散—吸附电动势和过滤电动势所共同产生的电位差。一般情况下，考虑到泥浆柱与地层水之间的压力差比较小，而且在井壁上有泥饼的存在，过滤电位实际上很小，故其对实测自然电位的影响常忽略不计。

(2) 自然电位测井的装置形式

自然电位测井的测量装置如图 7.5 所示，它只需一测量回路而不需供电装置，通常将测量电极置于井内作为移动电极，另一测量电极布置在地面上。自然电位测井是测量沿井轴移动的自然电位差，自然电位测井与地面自然电位法类似，它是通过测量钻井剖面的自然电场变化，来判断地下目标层的位置、特性以及解决其他相关的地质问题。

(3) 自然电位测井曲线

在水文测井中，用自然电位测井曲线可以划分渗透性地层以及确定咸、淡水分界面等。图 7.6 为河北某地利用自然电位测井曲线确定咸、淡水分界面的实例。由于在 62m 以上的浅层砂层中的地层水矿化度高于泥浆的矿化度，故其自然电位测井曲线呈现负异常。在 62m 以下的深层砂层所含地层水的矿化度低于泥浆的矿化度，其自然电位测井曲线呈现正异常。一般确定咸、淡水分界面位置的方法是：若淡水层位于咸水层下部，则将咸、淡水层之间的隔水层底界面定为咸、淡水分界面；若淡水层位于咸水层上部，则将二者之间的隔水层顶界面定为咸、淡水分界面。

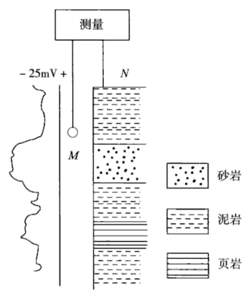


图 7.5 自然电位测井装置示意图

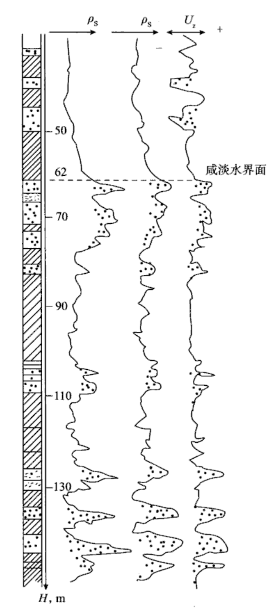


图 7.6 利用自然电位测井曲线划分咸、淡水分界面

7.3.1.2 视电阻率测井

(1) 视电阻率测井的方法原理

视电阻率测井是以岩、矿石电阻率差异为物理依据，通过测量人工直流电场沿钻孔剖面的变化，来研究钻孔地质剖面的一种主要电测井方法。视电阻率测井原理如图 7.7 所示，其中供电电路由电源 E、电流表 mA、可变电阻 R 及供电电极 A，B 构成，测量电路由地面测量仪器 G 和测量电极 M，N 构成。

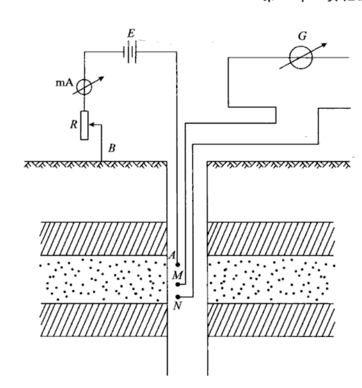


图 7.7 视电阻率测井原理示意图

供电电极 A 通过大地与供电电极 B 形成的稳定电流场，其电流线的分布受到供电测量电极周围岩石导电性差异的影响，而造成 M 与 N 之间的电位差 ΔU_{MN} 的变化。通过地面测位差测量仪器观测的 ΔU_{MN}，便可以了解视电阻率随固定电极排列沿井筒移动的变化曲线。

(2) 常规视电阻率测井电极系

在常规测井中，通常井内只有三个电极时构成三电位电极系。三电位电极系有梯度电极系和电位电极系。

根据成对电极的测量位置不同，将成对电极位于上部的称为顶部梯度电极系；将成对电极位于下部的称为底部梯度电极系。

电位电极系就是在三电极系中供电电极与测量电极之间的距离远小于测量电极的间距。

(3) 理论视电阻率测井曲线

电位电极系视电阻率 ρ_s 测井曲线，如图 7.8 (a) 所示，为高阻厚层（无钻孔影响，采用理想电位电极系 AM）理论视电阻率测井曲线和实测视电阻率曲线。

图 7.8 (b) 为高阻厚层上的实测 ρ_s 曲线，与理论曲线相比可以看出，二者的形状基本相似，只是实测曲线因受钻孔井径和泥浆等因素的影响，使 ρ_s

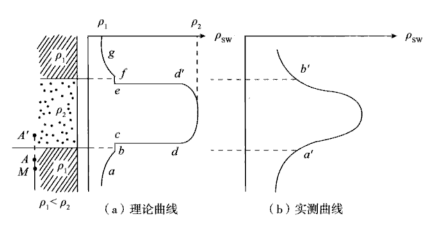


图 7.8　高阻厚层上的电位电极系视电阻率测井曲线

曲线的极大值变小，平直段消失，曲线变圆滑。这时高阻岩层分界面的位置可以用分离点 $a'b'$ 来确定。

(4) 视电阻率测井曲线的应用

图 7.9 为山西临汾 YDWQ 地热井的一段视电阻率实测曲线（细线为自然

岩性	层厚/m	深度/m	视电阻率/Ω·m（.00～4200.00）
	6.70	666.10	
	4.40	672.50	
	3.20	675.70	
	3.60	679.20	
	1.20	680.50	
	7.50	588.10	
	9.10	897.20	
	9.00	706.20	
	8.30	714.50	

石灰岩　泥质灰岩　岩溶灰岩　裂隙灰岩

图 7.9　视电阻率测井曲线实例

电位)。它是采用模拟组合测井仪的探管电极系和数字测井记录仪测量层位的。该段孔径为191mm，地层为奥陶系中统。从图可以看出，泥质灰岩的视电阻率值很低，有上、中、下三层；底部的纯石灰岩视电阻率很高，界面也很陡直；上部的石灰岩因岩溶裂隙发育，视电阻率值相对较低，变化较大，个别地方接近泥质灰岩。解释时结合自然γ与γ-γ曲线区别是因岩溶还是泥质引起的低视电阻率值异常。

7.3.2 核测井

核测井是在井中测量岩石和孔隙流体的核物理性质（如物质的天然放射性、人工核反应等）的一类物探方法。与其他测井方法相比，它们具有以下两个重要特点：一是由于放射性核素的衰变不受温度、压力、电磁场及自身化学性质的影响，因此可以更直接、更本质地研究岩石的物理性质；二是放射性测井使用的射线及中子流等具有较强的穿透能力，因此它们在裸眼井或套管井、充满淡水的井或充满高矿化泥浆的井中都能进行测量。

环境、工程及水文地质工作中常用的核测井方法有：自然γ测井、γ-γ测井和中子测井等。

7.3.2.1 自然γ测井

（1）测量原理

自然γ测井是沿井身研究岩层天然放射性的方法。其测量原理如图7.10所示，井下装置中装有γ探测器，它将接收到的γ射线转变成电脉冲，经电子线路放大、整形后，通过电缆传送回地面。地面仪器中设有计数率测量线路，将电脉冲变换为与脉冲计数率成正比的直流电压，最后作出γ测井曲线（J_γ 曲线）。

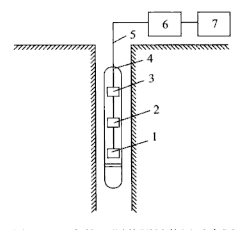


图7.10 自然γ测井测量装置示意图
1—γ探测器；2—电子线路；3—高压电源；4—井下装置外壳；5—电缆；6—地面测量仪器；7—地面记录仪器

沿钻井剖面测得的 J_γ 曲线反映了井内各岩层天然放射性物质含量的变化。对于沉积岩而言，J_γ 曲线上γ射线的强弱（以脉冲/分表示）直接反映了岩石中泥质含量的多少，据此可划分岩层。

（2）J_γ 测井曲线

图 7.11 是几种常见岩层的 J_γ 曲线，曲线的变化是井中各岩层放射性物质含量差异的反映，据此可以划分岩层。J_γ 曲线的幅度与岩层的厚度有关，根据 J_γ 曲线确定岩层放射性物质含量时必须进行厚度校正。当 $h>3d$（d 为井径）时，岩层界限由 J_γ 曲线上半极值点确定；当 $h<3d$ 时，由 4/5 极值点确定。

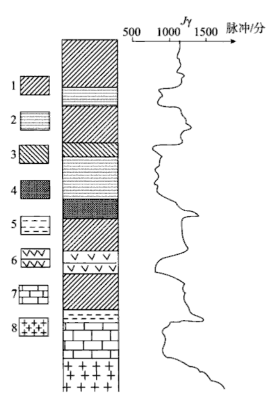


图 7.11 几种常见岩层的 J_γ 测井曲线

1—泥岩；2—砂岩；3—方解石；4—海相泥岩；5—斑脱岩；6—岩盐；7—石灰岩；8—花岗岩

7.3.2.2 γ－γ 测井

（1）方法原理

γ－γ 测井是在钻孔中用 γ 射线照射岩层，γ 探测器记录被岩层中的电子所散射 γ 射线。由于 γ 射线的强度与岩石密度有关，故又称为密度测井。

组成造岩矿物的元素大多是原子序数较小的轻元素，它们与中等能量（0.25～2.5Mev）的 γ 射线作用主要是发生康普顿散射。散射几率取决于物质中电子的密度，而电子密度又与岩石密度成正比。当用 γ 源照射岩壁时，被照射岩石的密度愈大，康普顿散射的几率也愈大，表明原子壳层吸收 γ 射线

多，因而散射的γ射线弱。反之，岩石密度愈小，散射的γ射线愈强。因此在γ-γ($J_{\gamma\gamma}$) 测井曲线上，对应于低值部分的是密度大的岩层，而对应于高值部分的是密度小的岩层。

(2) 装置类型

图7.12为γ-γ测井置示意图。井下装置包括伽马源、探测器及电子线路。伽马源一般采用γ射线能量为0.66MeV的$^{137}_{35}C_s$源，或能量为1.33MeV或1.17MeV的$^{60}_{27}C_o$源，为防止γ射线直接进入探测器，在源与探测器之间用铅屏隔开，如图7.12 (a) 所示，为消除井壁不平整对$J_{\gamma\gamma}$曲线的影响，井下装置可采用井眼补偿密度测井仪，如图7.12 (b) 所示。

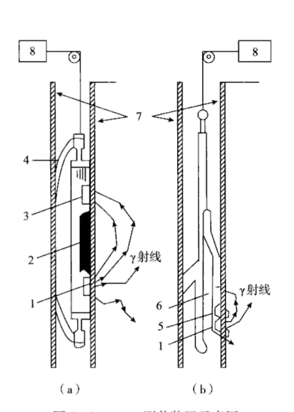


图7.12 γ-γ测井装置示意图

1—γ源；2—铅屏；3—探测器；4—弹簧片；5—短源距探测器；6—长源距探测器；7—泥饼；8—地面记录仪

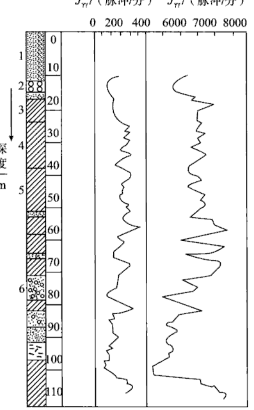


图7.13 实测$J_{\gamma\gamma}$测井曲线

1—砂层；2—砂砾层；3—粘土；4—含贝壳粘土砂层；5—粘土砂层；6—含粘土砾石层

(3) $J_{\gamma\gamma}$测井曲线

在环境工程及水文地质工作中，γ-γ测井主要用于确定岩层的孔隙度，划分岩层、含水层等。图7.13是利用$J_{\gamma\gamma}$曲线确定含水层的实例。该区的主要

含水层是砾石层，但在电阻率测井曲线上没有异常反映。在 J_{γ} 曲线和 $J_{\gamma\gamma}$ 曲线上砾石层均显示为低值异常，是 $J_{\gamma\gamma}$ 曲线上更明显。

7.3.2.3 中子测井

利用中子和物质作用产生的各种效应来研究钻井剖面中岩石性质的一组测井方法称为中子测井。据探测器所记录的物理量的不同，中子测井可以分为中子 - 伽马测井和中子 - 中子测井两类。

中子是一种半衰期很短（仅 11.7min）的粒子，在自然界几乎不存在。中子测井所用的能量为 3 ~ 7Mev 的快中子，是由中子源（一般用钋—铍（Po + Be）中子源）产生。沿井身将快中子射进岩层，使之直接与岩石中的原子核碰撞，发生弹性散射。经过多次碰撞，快中子能量不断损失，速度逐渐减慢，最后变成能量为 0.02eV 的热中子。热中子的运动类似于分子的热扩散，它们在原子核附近停留时间较长，容易被核俘获吸收。原子核俘获热中子后处于激发态。当它回到基态时，就以发射次生 γ 射线的形式释放出多余的能量。利用 γ 探测器测量次生 γ 射线的强度，就是中子 - 伽马（$J_{n\gamma}$）测井。而利用中子探测器测量热中子的密度，就是中子 - 中子（J_{nn}）测井。

（1）*方法原理*

在中子测井中，中子源产生快中子，快中子与岩石中原子核碰撞形成热中子，这个过程是连续不断的。当达到动态平衡时，在中子源周围就好像包围着球状的“中子云”，中子云的分布状态与探测器周围岩石的性质（如岩石中的氢含量）有关。当岩石中的氢含量较低时，中子云的半径扩大，热中子分布比较分散，如图 7.14（a）所示。当岩石中含有大量氢元素时，快中子的速度迅速减小，成为热中子，是热中子集中分布在中子源附近的空间，中子云的半径较小，如图 7.14（b）所示。

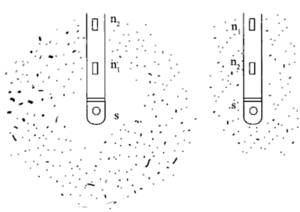


图 7.14 不同介质中“中子云”的分布示意图

s—中子源；n_1，n_2—中子探测器

根据热中子分布的这种规律，当用短源距进行中子 - 中子测井时，热中子密度与岩石含氢量成正比；而用长源距测量时，二者成反比。热中子的密度大，容易发生俘获作用，从而产生较强的次生 γ 射线。因此，在中子 - 伽马测井中，如果介质中没有强吸收

元素（如氯、硼等）的影响，由γ探测器记录到的次生γ射线强度基本上取决于介质的含氢量。当采用长源距测量时，含氢量高的岩层，次生γ射线强度低，而含氢量低的岩层，次生γ射线强度高。

(2) 装置及 $J_{n\gamma}$，J_{nn} 曲线

中子测井的测量装置和γ-γ测井类似，不同的是将γ源改为中子源。

中子测井曲线可用于划分岩性、查明含水层。为增大探测深度，通常采用长源距（60～70cm）进行测量。在此条件下，几种常见岩石的中子测井曲线（$J_{n\gamma}$，J_{nn}）如图7.15所示。

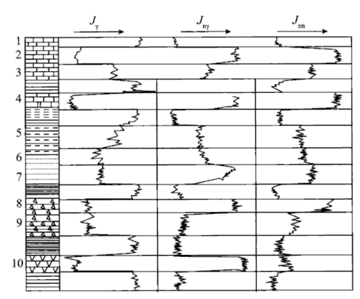


图7.15 几种常见岩层中子测井曲线

1—泥层；2—灰岩；3—含泥灰岩；4—白云岩；5—页岩；6—砂砾岩；7—砂岩；8—硬石膏；9—石膏；10—岩盐

7.3.3 声波测井

声波测井是利用声波在岩石中传播的各种规律来研究钻井剖面的一类测井方法。由于声波测井仪所发射的声波频率一般都大于音频，故人们又称之为超声测井。声波测井只能在裸眼井中进行，并且井中必须灌注泥浆。

声波测井的方法主要有声速测井、声幅测井和声波电视测井。

7.3.3.1 声速测井

(1) 测量原理

声速测井仪通常采用单发双收的工作方式，其声系结构如图7.16所示，它由声发射器 T、声接收器 R_1，R_2 组成，T 与地面上的脉冲信号源相连，以

大约每秒 20 次左右的频率周期性地向井壁发射超声脉冲，超声波的固有频率由晶体换能器的性质决定，一般在几十千赫。R_1，R_2 与测量及记录仪器连接。当仪器置于井中时，声脉冲通过泥浆以不同角度射向井壁，由于泥浆的波速 v_1 一般小于地层的波速 v_2，因此以临界角 i 射出的声波便可形成沿井壁传播的折射波，这种滑行波所到达的每一点都是一个新的发射点源，从而在泥浆中形成锥面波，通常称为首波。在声速测井仪器中就是测量首波的初至时间 t_1 和 t_2，从而达到测量地层波速之目的。

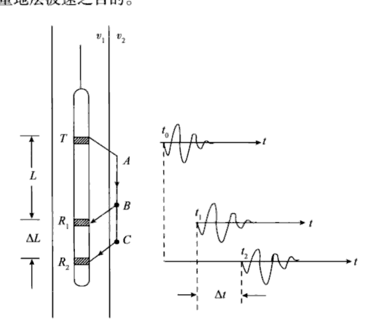


图 7.16 单发双收声速测井原理图

由 T 发出的声波到达接收器 R_1 与 R_2 的时间 t_1 与 t_2 分别为

$$t_1 = \frac{TA}{v_1} + \frac{AB}{v_2} + \frac{BR_1}{v_1}, \quad t_2 = \frac{TA}{v_1} + \frac{AB}{v_2} + \frac{BC}{v_2} + \frac{CR_2}{v_1}$$

当井径不变，仪器居中时，$BR_i = CR_2$，则有

$$\Delta t = t_1 - t_2 = \frac{BC}{v_2} = \frac{\Delta L}{v_2} \tag{7.10}$$

在声速测井仪中，直接读出两接收器所接收到的初至时差 Δt，再由已知的间距 ΔL 便可计算出地层波速 v_2。

当井径不规则（如井壁有溶洞或渗透层上出现泥饼）或井轴倾斜（仪器轴与井轴不一致）时将导致波在到达两个接收器 R_1，R_2 过程中泥浆部分花费的时间不同（$BR_1 \neq CR_2$），从而使时差出现误差，因此需要进行校正。采用双发双收声系的井眼补偿声速测井仪能够满足这种需要，这种仪器的声系由对称

布置的上发射器 T 和下发射器 T' 以及配对使用的双接收器 $R_1(R_2)$，$R_3(R_4)$ 组成，如图 7.17 所示。当在连续测量过程中，先由上发射器 T 发射声脉冲，用 R_4，R_2 接收读得时差 Δt_1，然后再由下发射器 T 发射，用 R_3，R_1 接收读得时差 Δt_2。最后取其平均值即可消除井眼不规则或仪器倾斜的影响。

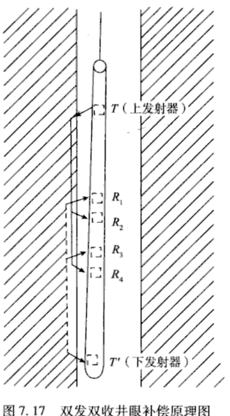


图 7.17 双发双收井眼补偿原理图

（2）声速测井曲线的解释

单发双收声速测井仪器所测时差值实际上是反应两个接收器之间这段地层上的声速平均值，当声速测井曲线的记录点选在两接收器的中点时，在地层上的声速曲线呈对称形式，且在地层中心处的波速最接近于地层的实际波速。

声速测井曲线习惯上常直接用时差曲线来表示，因此对应于高速地层时差值减少，低速地层时差值增大，为了便于与其他测井曲线对比，时差曲线的刻度方向往往是反向的。如图 7.18 所示。曲线上的 Δt 越小，所对应岩层的声速 $v_岩$ 就越大。规定 ΔL 以 m 为单位，Δt 以 μm 为单位。

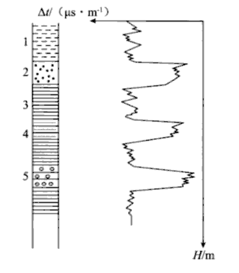


图 7.18 声速测井的声波时差曲线

1—粘土；2—砂；3—泥岩；4—砂岩；5—砾石

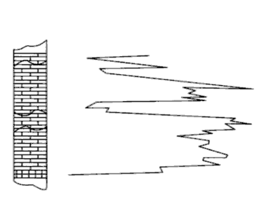


图 7.19 石灰岩裂隙的声速测井曲线

7.3.3.2 声幅测井

声幅测井是测量声波振幅，并根据其衰减特性来研究岩石结构及孔隙中液体性质关系的测井方法。声幅测井所记录的是初至折射波的波峰幅度，以 Mv 为单位。由于在裂隙、破碎带和孔隙地层中声波衰减强烈，因此根据声幅曲线的低位异常来确定含水裂隙带、破碎带，或解决某些工程地质问题，图 7.19 为井中灰岩剖面段的声速测井曲线，其中低值异常明显地反映出了石灰岩中的裂隙破碎带。

7.3.3.3 超声电视测井

(1) 基本原理

超声电视测井是一种能够直接观察井壁情况的声波测井方法。它的基本原理与雷达类似。雷达利用电磁波的反射来发现目标。超声电视测井是向井壁发射出窄束超声脉冲，然后接收从井壁反射回来的声波，将它的强度（振幅）转换成示波器的辉光亮度，在屏幕上显示出图像，借以观察井壁的变化情况。所以超声电视测井实质上是反射法声波测井。在研究钻井剖面时，由于井壁岩层的岩性、结构、构造以及光滑程度等不同，声阻抗 ρV 将发生变化，使反射系数也随之改变，导致反射讯号强弱发生变化。因此根据仪器接收到的讯号强弱（即图像上的明暗程度），可以划分岩层并确定井壁地层是否存在有裂隙、洞穴等情况。

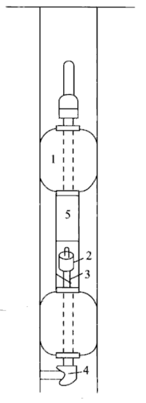


图 7.20 超声波电视测井井中探测部分
1—扶正器；2—马达；3—地磁仪；
4—换能器；5—电子线路

与一般光学成像的井壁照相和井中电视相比，超声电视测井的最大优点是它可以在泥浆或浑水井中进行工作，对钻井的条件具有较好的适应能力。

(2) 工作方式

图 7.20 是超声电视测井仪的井中探测部分。下端是图片状换能器，它具有发射和接收双重作用。在测量过程中，换能器由小马达带动，

不停地绕仪器轴旋转，并向井壁发射脉冲声波。在发射间歇时间，由它接收由井壁反射回来的反射波。于是井中仪器移动时，随着深度的变化，换能器向井壁作螺旋状的连续声波扫描。和换能器一样旋转的还有一个地磁仪和由传动系统带动的深度电位器。地磁仪的作用是给出磁北信号。当它和换能器每旋转一周到达磁北的瞬间，就产生一个定向用的指北脉冲，以便控制照相记录的方位。深度电位器用来产生与深度成正比的信号。转换成电信号的反射波信号、磁北信号和深度信号，同时被传送到地面仪器，每当出现一个磁北信号，示波器显示出一条振幅调辉扫描线。井中仪器连续提升即可得到反映整个井身面貌的展开图，并由同步照相机摄成图像记录。当井壁岩性相同，且表面平滑时，反射波讯号具有均匀幅度，所以示波器辉度扫描轨迹的强度均匀。相反，对于不连续的井段，由于岩性不同，相应的轨迹强度也不一样。例如，存在裂隙、破碎或洞穴时，反射讯号被削弱，轨迹的强度也随之减弱，因此在屏幕上就会呈现相应的纹理图像。

井中仪器还装有扶正器，使仪器保持沿井轴测量，以避免仪器倾斜给测量带来的影响。

(3) 实际应用

超声波电视测井可划分岩性、确定岩层产状；查明井壁裂隙、洞穴或套管的裂缝等。

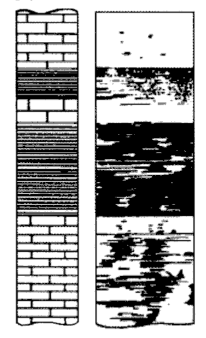


图7.21 不同岩性上的超声图像

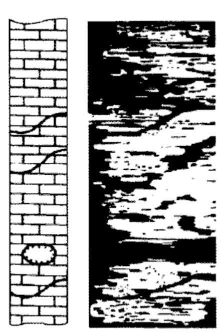


图7.22 显示裂隙及洞穴的超声图像

在高速岩层（如灰岩）表面，反射系数大，故反射讯号增强，超声图像上反映为浅色或白色的亮区；相反，在低速岩层（如泥岩、页岩、煤层）表面，反射系数较小，以致反射信号减弱，图像上反映为灰色或黑色的暗区，如图7.21所示。

井壁不光滑时（如存在裂隙、洞穴等），由于声波入射方向偏离了井壁法线方向，大部分波被散射到别处，只有很少或几乎没有波被反射回来，因此这些地方的超声图像反映为灰暗或黑暗区。图7.22为利用超声电视测井探测裂隙及溶洞的实例。由图可明显看出裂隙和溶洞的暗区；根据极小值的方位，还可以确定出裂隙面的倾斜方向。

仪器软件篇

第8章　环境与工程地球物理仪器与软件

8.1　环境与工程地球物理仪器

8.1.1　概述

当代地球物理学家刘光鼎院士指出，仪器问题不解决，就无法实现地学现代化；滕吉文院士也专门撰文作了关于中国地球物理仪器和实验设备研究的导向及实现产业化的评述；赵文津院士也在多次会议上阐述发展我国地球物理仪器的重要性。环境与工程地球物理学是一门观测科学，它是以观测和实验为基础的科学。在世界进入信息时代的今天，仪器是认识客观世界的重要手段，是环境与工程地球物理必不可少的重要工具。

目前，国内有不少厂商或代理商经营着环境与工程地球物理测量仪器，如北京博泰克机械有限公司、北京大地华龙科技有限责任公司、北京大学地球与空间科学学院、北京地质仪器厂、北京骄鹏工程技术有限责任公司、北京桔灯勘探地球物理有限公司、北京欧华联科技有限责任公司、北京市京核鑫隆科技中心、北京泰美鑫望达科技有限公司、北京同度工程物探技术有限公司、北京优赛科技有限公司、北京中地英捷物探仪器研究所、地震局地球物理研究所、鹤壁市防震技术研究所、鹤壁市仪表厂有限责任公司、湖南继善高科技有限公司、加拿大凤凰地球物理有限公司中国服务中心、劳雷公司、上海地学仪器研究所、无锡市海鹰加科海洋技术有限责任公司、浙大理学院地球科学系、中国地质大学（北京）、中科智创重庆奔腾数控技术研究所等。

（1）仪器分类

环境与工程地球物理仪器与常规的地球物理仪器一样，其种类繁多，且没统一的分类方法，不同的依据有不同的分类方法。按照应用空间来划分，有航空地球物理仪器、地面地球物理仪器、测井地球物理仪器和海洋地球物理仪器等。按物性方法来划分，主要有电（磁）法勘探仪器、磁法勘探仪器、重力勘探仪器、地震勘探仪器、放射性勘探仪器等。按探测对象可划分

为石油勘探仪器、矿产资源勘探仪器、找水仪器、地下管线探测仪器等。目前最常用的习惯分类方法是依据物性为基础的地球物理方法来划分，见表 8.1。

表 8.1 常见的仪器分类简表

类　型	典型仪器
重力仪器	绝对测量重力仪、相对测量重力仪（石英弹簧重力仪、金属弹簧重力仪、超导重力仪、激光重力仪）
磁法仪器	磁化率仪、磁梯度仪、磁力仪（机械式磁力仪、磁通门磁力仪、质子磁力仪、光泵磁力仪、超导磁力仪）
电（磁）法仪器	传导类仪器（直流电阻率仪、交流电阻率仪、时间域激电仪、频率域激电仪、磁电阻率仪、磁激电仪） 感应式仪器（大地电磁测深仪、音频大地电磁仪、可控源音频大地电磁仪、甚低频仪、多频振幅仪、多频振幅相位仪、频率测深仪、无线电波透视仪、振幅相位差仪、椭圆极化仪、线圈法仪、虚分量仪、瞬变脉冲电磁仪、瞬变电磁仪、核磁共振找水仪、探地雷达等）
地震仪器	轻便型地震仪、信号增强型地震仪、电缆遥测多道地震仪、无线电遥测地震仪
放射性仪器	γ 能谱仪、测氡仪、X 荧光测井仪
其他仪器	地温仪、管线探测仪、打桩分析仪、金属探测仪

（2）仪器的特点

环境与工程地球物理应用的仪器，基本上都是采用现代电子新技术和微处理器，仪器的自动化程度、精度、稳定性、抗干扰能力等指标得到大幅度提高，使得仪器具有稳定性好、收录信息量大、灵敏度高、维护方便、应用广泛、性价比高等特点。

稳定性好：仪器长时间全天候连续不断监测，仪器读数平稳，温度变化影响小。

收录信息量大：多数仪器都有存储设备，可保存大量的采集信号。

灵敏度高：多数仪器具有较高的灵敏度，可观测到信号的微小变化，同时具有较强的稳定性。

维护方便：仪器体积小、重量轻、运输方便，操作智能化、自动化，同时仪器具有自控、自检、远程遥控、遥测功能。

适用范围广：仪器要能够应用于各个领域，在指标、数据格式、电源供应、工作环境等都可选择。

8.1.2 电（磁）法勘探仪器

（1）V8网络化多功能电法仪

V8是加拿大凤凰公司最新一代多功能电法仪，汇集当代最新科技成就于一身，成功地解决了很多用户过去在实际生产中遇到的瓶颈问题。其先进的GPS同步和无线网络技术的结合使V8即使在复杂的山区施工也较方便；野外施工无需对钟，极大地提高了生产效率。V8和V5-2000SSMT采集单元兼容，可以做多站大面积同步采集，每个A/D采样和格林尼治时间同步，野外作业各站点随时随地开机，时间重叠做同步数据相关处理。

V8的出现将电法勘探带入一个全新意义的新纪元，开创真正的电法三维或四维观测新阶段，V8系统采用的是先进的模块化技术，包含天然场的远参考大地电磁（MT）和音频大地电磁（AMT）以及人工场源的可控源音频大地电磁（CSAMT）、各种时间域和频率域电磁功能（TDEM和FDEM）、时间域和频率域激发极化（TDIP和SIP），还具有偶极、施伦贝格、温纳等各种电阻率功能，还可以通过合适的传感器记录或监测时间序列数据。

V8有三个电道和三个磁道，V8可以单机工作，也可和多个系统单元（V8或RXU-3ER）组成多道无线局域网络同步采集系统，见附图3。所有采集单元及发射单元均通过GPS信号保持精确同步，在GPS信号不好的地方，系统内晶振时钟自动启动并保持同步。凤凰公司研制的还有TXU-30多功能大功率发射机、T-3便携式多功能发射机、T-4A瞬变电磁专用发射机，为完成各种不同参数的测量，配有MTC-50大地电磁专用探头、AMTC-30音频/可控源音频大地电磁磁探头、MTEM-AL中频率瞬变电磁接收线圈、TDEM线圈。

（2）GDP-32Ⅱ

GDP-32Ⅱ地球物理数据处理器（附图4）实际上是一个万用的、多通道的接收机，其设计目的在于采集任何类型的电磁或电场数据，其带宽为直流（DC）至8kHz。GDP-32Ⅱ既可进行频域测量，也可进行时间测量。在0.000121Hz到8kHz范围内，可以按二进制间隔，任意选择26个频率道。

GDP-32Ⅱ设计了多通道数据采集功能。大型号GDP-32Ⅱ可以提供同步测量的16个通道，其频率范围从直流到8kHz。多个接收机也可同时使用以进行更多通道的数据采集。小型号GDP-32ⅡT最多可接收6个模拟通道。这些通道可以是高速NanoTEM采集板和标准模拟板的一种组合。在任何一种情况下，最多三个高速NanoTEM通道是可以被安装的。

GDP-32Ⅱ可测量电阻率、激发电位（频域或时域）、复电阻率、可控源音频大地电磁（CSAMT）、谐波可控源音频大地电磁（HACSAMT）、频域电磁

(FEM)、瞬变电磁(TEM)、纳米(Nano)瞬变电磁(连续的纳米瞬变电磁)、天然源大地电磁、天然源音频大地电磁等。

(3) EH-4连续电导率剖面仪

EH-4是美国Geometrics公司和EMI公司联合研制的双源型电磁/地震系统，为系统首创的变频率电磁测深系统(附图5)。该仪器设计精巧、坚实，特别适合地面2D与3D连续张量式电导率测量，在技术上率先突破传统单点测量壁垒，走向电磁测量拟地震化、联合2D与3D连续观测和资料解释。采用独特的正交偶磁极可控源，结合地震仪技术，系统可快速、自动、多频率采集数据。每个点采集时间为5~20min。勘探深度2~1500m，通常1000m左右。可现场实时彩色成像。

EH-4连续电导率剖面仪是目前浅层油气、煤田、矿产、地下水、冻土层、山区工程、矿井工程勘探的电磁仪器。它的勘探深度小于1000m，可用于2D与3D连续电导率测量。主要用途有岩土电导率分层、地下水探测、基岩埋深调查、煤田高分辨率电探、金属矿详查和普查 、环境调查、淡水分界面划分等。

(4) 高密度电法仪

高密度电法仪是一种阵列式直流电法勘探仪器，它具有采集数据量大、反映地下信息丰富、效率高、避免人工移动电极等优点，广泛应用于各个领域。

高密度电法仪生产厂家和仪器型号较多，附图6北京大地华龙RIS-2D分布式高密度电法仪。

⊙主要技术指标：输入阻抗大于100MΩ；电压测量范围为±4V；精度优于±0.3%；分辨率1μV。

⊙电流测量范围在±2A；精度优于±0.5%；分辨率1μA。主机最大供电电压为600V，最大供电电流为±2A。测量电位、电流、电阻率精度均在±2%，电源为12V与14AH铅酸充电电池。工频抑制优于-80dB。自电补偿方式及范围是全量程跟踪式自动补偿。工作温度在-10~+50℃之间。重量约6.5kg。电极道数为60道可扩展，工作装置可采用温纳、施伦贝格等方式。

(5) 探地雷达仪

探地雷达(简称GPR)是一种近十余年才发展起来的电磁探测技术，具有无破坏性检测、分辨率高、定位准确、快速经济、灵活方便、剖面直观、实时图像显示等特点。已广泛应用于岩土工程勘察、工程质量无损检测、水文地质调查、生态环境检测、城市地下管网普查、文物及考古探测等众多领域，取得了一定的探测效果。

国外仪器主要有SIR系列、GV系列、EKKO系列、RAMAC系列、RIS-K2系列等和国内的MUL系列、LTD系列、CL系列等。附图7为GSSI公司的

便携式 SIR－3000 探地雷达。

⊙技术性能：坚固耐用，重量轻，便携式；高分辨率强光型液晶显示；通用微型闪存装置；内置式可充电电池；USB，RS－232 多种接口。

⊙技术指标：①主机和存储器：传感器适配各种探头；256Mb 闪存卡；微型闪存口；微处理器；显示器；②数据采集中，数据格式、扫描率、样点字节、扫描样点数、操作模式、测量范围、增益、及滤波器都可选择。

（6）瞬变电磁仪

瞬变电磁仪（附图8）在水文工程中用于探测含水层、断层含水性；在矿产资源勘探中主要用于寻找多金属矿；在环境工程中用来地下局部极化不均匀体及部分环境污染区等。

瞬变电磁仪接收机可实现三分量同时接收，电缆或晶体同步，有 30 个观测道，24 位信号分辨率和 29 位系统分辨率，有 27 个基本频率，积分时间从 0.5～120s，工作温度 －40～＋60℃，防水、防潮、防震，重 15kg。瞬变电磁仪发射机，发射功率达 1500W，内部电源电压 18～60V 可变，可与发射线圈实现最佳匹配。如使用外部电源，发射功率可达 3800W，电压可达 160V。

⊙接收机主要技术指标：①电流波型：偶极方波，正、负方波之间可设置 50% 占空系数；②基本频率：30，75，285Hz，（60Hz 工频时），25，62.5，237.5Hz，（50Hz 工频时）；③关断时间：40m×40m 发射线圈，3A 发射电流时，2.5μs；④线圈尺寸：5m×5m（8 匝）到 100m×100m（单匝）；⑤输出电压：0～9V 连续变化，最大发射电流 3A；⑥同步：电缆同步；⑦工作温度：－40～＋60℃，重量：5.3kg。

（7）微机激电仪

微机激电仪（附图9），配合使用大中小不同功率的发送机供电，多台激电仪同时接收。用于电阻率法和时间域激发极化法的测量，仪器可显示视电阻率、视激化率、半衰时、累加和、偏离度、自然电位、供电电流、一次场等测量值。可广泛用于金属与非金属矿产资源勘探、寻找地下水源、水文工程、环境工程等地质勘探。

本仪器可进行地面所有装置的激电测量、电阻率测量，也可进行井中的连续激电测井和井中激电测量，以 DUM－2 高密度电阻率仪电极自动转换器配合，还可进行高密度电阻率测量。本仪器一机多用功能，优于国内其他同类型仪器。

⊙仪器特点与功能：①采用信号增强技术和数字滤波，抗干扰能力强，测量精度高。②自动进行自然电位、漂移及电极极化补偿。③接收部分有瞬间过压输入保护功能。④大屏幕液晶汉化显示，测量参数、观测曲线，明了

直观。⑤多参数测量（可测量并存储自然电位、一次电位、供电电流、视电阻率、半衰时、累加和、偏离度等）。⑥掉电保护：具有掉电数据不掉功能，能存储1MB个数据并长期保存。⑦全密封结构，具有防水、防尘、寿命长等的优点。

⊙主要技术指标：①输入阻抗：大于100MΩ；②一次电位分辨率：为1μV，最大可测20V；③电位精度：为1% ±1个字；④极化率分辨率：0.001%，极化率精度：±1% ±1个字；⑤电流分辨率：0.01mA，电流测量精度：±2% ±1个字；⑥自电补偿范围：为0～±1023mV；⑦50Hz抑制：在49.5～50Hz范围内大于80dB；⑧接口：USB，存储器：16M非易失存储器；⑨工作温度：-10～+50℃（液晶0℃）；⑩外形尺寸：270mm×130mm×190mm；⑪仪器重量：2kg。

（8）综合电磁法测量系统

多道网络化综合电磁测量系统（附图10）是电场和磁场传感器直接与主机连接组成标准的MT，AMT，远参考道或CSAMT观测系统，与多个测站连接成多道网络或E-MAP观测系统。通频宽从直流到250kHz，对不同通道可同时设置不同的采样率，可以同时采集不同频段的信号，除固定频带外还可以自由设置频带范围。可通过以太网、局域网、蓝牙技术、Internet等手段对仪器进行控制或下载数据，最多可由32个测站组成网络系统同步工作，由内置GPS实现同步。

⊙测量系统的主要特点：①具有10个数据采集通道；②通频带最宽，从直流到512kHz；③可通过网络和其他形式对仪器控制或下载数据；④在多道和网络系统中有高精度的内置GPS同步；⑤自检、自行标定、自动补偿电极极化电位；⑥实时处理、实时显示时间系列和各种MT参数；⑦12V电瓶供电，功耗3～5W。

8.1.3 重磁勘探仪器

（1）重力仪

重力测量分相对测量和绝对测量，相应的仪器有Z400型重力仪（附图11）和GA-1型绝对重力仪。按其应用领域划分有航空重力仪、地面重力仪、海洋重力仪和井中重力仪等。按仪器内部工作原理划分有石英弹簧重力仪和超导重力仪。

Z400型重力仪是测量重力加速度值相对变化的仪器，仪器传感器用石英制成，采用零点读数，设有精密的温度补偿装置。读数精度±0.01mGal，观测精度≤±0.03mGal，读数范围0—3999.9格，格值为0.09—0.11mGal/格，

混合零点位移≤ ±0.1mGal/h。

(2) 磁力仪

磁力仪是测量磁场强度和方向的仪器，通常可分为绝对磁力仪和相对磁力仪两类。按照磁力仪应用的时间和物理原理，可分为第一代感应式磁力仪，如机械式磁力仪、感应式航空磁力仪；第二代核磁共振特性的磁力仪，如质子磁力仪（附图12）、光泵磁力仪、及磁通门磁力仪等；第三代低温量子效应的磁力仪，如超导磁力仪。目前磁力仪主要有高精度质子磁力仪、钾光泵磁力仪、航空磁力仪、标量磁力仪、矢量磁力仪。市场上最为常用的是高精确度质子磁力仪，主要型号有 GSM－19T 系列、PM－2 系列、PMG－1 系列、G856AX 系列、ENVI 系列、MCL 系列、WCZ 系列等。

GSM－19T 高精度质子磁力仪的主要技术指标，灵敏度：<0.05nT；分辨率：0.01nT；绝对精度：±0.2nT；采样率：3～60s；动态范围：10000～120000nT；梯度容差：>7000nT/m；工作温度：－40～＋55℃；尺寸及重量：主机 223mm×69mm×240mm，重 2.1kg；传感器 170mm（长）×75mm（直径），重 2.2kg。

仪器的主要特点是使用轻便、操作简单、内置高精度 GPS（选项）、实时显示观测图像、自动警告低劣的观测数据等。

8.1.4 地震勘探仪器

(1) 工程地震仪

地震勘探仪器一般由地震检波器、放大系统、记录系统三部分组成。地震检波器主要有感应检波器、压电检波器、激光检波器等几类。它可直接拾取地震振动，并将振动转换成能为仪器记录的能量形式。放大系统的作用是对检波器输出的微弱电信号进行滤除干扰和增益放大控制。记录系统以不同方式将信号记录下来。检波器、放大系统、记录系统三个基本环节组成一个地震道，地震仪一般是多道的。

工程地震仪是勘探深度近数百米范围内的地震勘探仪器。按其工作原理分计数型、波形表示型和信息增强型三大类。常见的有瑞典 TERRALOC® MK6 新型 24 通道工程地震仪（附图13）、美国 Seistronix 公司 RAS－24 24 通道数字地震仪、WZG－24A、48A、96A 工程地震仪、瑞典 MK6 工程地震仪、美国 GSR－3D 数字地震仪、德国 SUMMIT Ⅱ Plus 地震仪、SE2404 系列工程地震仪、SRS－24 工程地震仪、GPS 授时地震仪、法国 sercel（塞舍尔）公司的 428XL 地震仪等。

⊙主要技术指标：

道数	4～48道（4道为一单元）。
附加道	可连接两台或多台地震仪得到更多道数。
采样率（可选）	25，50，100，200，500，1000及2000ms。
记录长度（可选）	128，256，512，1024，2048，4096，8192或16384样点/道。
予触发记录（可选）	记录长度的0%～100%。
叠前相关	有，与参考道或任何道交叉相关。
延时	在25ms采样率时，可设置0～0.8s；在2ms采样率时，0～131s。
叠加	32位，可达999次。
叠加消除	从叠加中去掉最后一炮。
初至波拾取	自动或手动，可用记录存储时间。
触发输入	触发线圈，通/断，检波器，TTL。

（2）瑞利波仪

瑞利波仪（附图14）是利用在一个波长深度范围内传播的瑞利波来进行测试，它分为稳态瑞利波法和瞬态瑞利波法。稳态法由稳态信号激振器激发出不同频率表面波，形成频散曲线（速度频率或波长），可以得出剪切波速度和各种弹性模量。在土壤中测深100m，在岩层能达到200m。

瑞利波仪有以下特点：抗干扰性强，在城市内进行物探最重要的是要具有较强的抗干扰能力；信号采集高效性，通过提高接收仪通道数量，加长测线长度，加密测线测点数量，使用多种规格检波器，信号数据文件多样点保存；信号采集时间短，达到信号高效采集的目的；探测有效深度加大，提高激发瑞利波信号强度，降低激发瑞利波信号频率；探测精度加大，通过加密激发瑞利波信号频率和加密检波器间距，达到提高探测精度的要求。

瑞利波仪可用于多道瞬态面波勘探、地震折射波勘探、地震反射波勘探、贴壁式纵横波波速测井、可用于悬挂式剪切波波速测井、可用于桩基检测。

⊙主要技术指标：

通道数：	1～24道可选。
采样间隔：	0.005～10ms。
采样点数：	512～32768。
各道时间一致性：	≤0.1ms。
各道振幅一致性：	<3%。
频率范围：	4～10000Hz。
前放增益：	LOW，HIGH。

A/D 转换精度： 真 14 位。

输入阻抗： ≤10kΩ。

触发方式： 脉冲、通断。

延时： 0 ~ 8000ms 可选。

(3) 超声波仪

超声波仪（附图 15）是通过发射探头和接收探头来测试超声波在介质中的传播时间并从而计算出传播速度。超声波是超声频率的机械振动在弹性介质中的传播过程，频率超过 20000Hz 的便称为超声波。非金属超声仪主要用于混凝土等非金属结构质量无破损检测，可用于超声透射法基桩完整性检测，综合法检测混凝土抗压强度，结构混凝土缺陷探查，非金属产品（如石材、陶瓷、耐火砖等）内在质量检测，岩体动力学参数测定。

⊙主要技术指标

屏幕：10.4 寸[1]超大 TFT 高亮度、彩色触摸屏。

当前波形放大显示，自动快速判读声参数，测区或桩基全部波形显示，便于结果对比。

Window 系列下全中文操作，开机即会，方便快捷。

USB 接口数据传输，打印快速、可靠。

一发双收或一发单收任选。

声时测读精度：0.05μs。

测时测读范围：0.1 ~ 629000μs，可通过延时量程可无限大。

幅值测读范围：0 ~ 174dB。

采样周期：0.05 ~ 400μs 可选。

采样长度：0.5 ~ 16k 可选。

信号采集：自动和手动可选。

接收灵敏度：< 10μv。

显示器：10.4″，640 × 860。

内存：128MB，数据（波形）储存：40GB。

支持三种供电方式：内置聚合物锂电池供电 6h。

外供：DC 12V，AC 100 ~ 220V 50/60Hz。

打印机：支持 HP，EPSON 系列打印机。

使用环境：温度 -5 ~ 40℃，湿度：< 85%。

---

[1] 1 寸 = 0.03m。

8.1.5 测井类仪器

具有当今世界先进水平的斯伦贝谢、阿特拉斯、哈里伯顿三大测井公司的测井技术和测井设备代表着测井技术的发展方向和水平。目前测井服务的主导产品是斯伦贝谢的 MAXIS - 500 系统、贝克 - 阿特拉斯的 ECLIPS - 5700 系统及哈里伯顿的 ECELL - 2000 系统，及其配套的井下仪器系列和解释软件。

常见的测井仪器有能谱测井仪、岩性密度测井仪、数字声波测井仪、补偿中子测井仪、双测向测井仪。成像仪器主要有核磁共振测井仪、环周声波成像测井仪、电成像测井仪、多极子声波成像测井仪、扇段（分区）水泥胶结测井仪、阵列感应测井仪等。

(1) 电阻率测井仪

电阻率测井仪（附图 16）是用于钻孔岩层视电阻率测量的仪器。该地面仪器连接井下电极系，并配套 PC 机使用，可以测量视电阻率及自然电位等参数。

仪器采用自适应供电方案，向井下岩层供出宽范围的交流方波。同时测量供电电流和电压。所以具有操作简便，测量范围宽，轻便可靠等特点。

为了减少人工电场对自电测量的干扰，仪器采用 *AB* 不供电测自然电位的方案。视电阻率测量有两个电压测量通道，可以同时记录两条视电阻率曲线。

(2) 全波列声波测井仪

全波列声波测井仪（附图 17）功能齐全。可用于工程勘察中的岩石钻孔全波列测井，还可用于非金属材料和构件的强度及缺陷的无损检测、混凝土基桩完整性缺陷检测。

仪器波形放大显示，自动快速判读声波参数。钻孔、测区或桩基的波形、测点声时、测区平均声速、测区换算强度值现场实时显示。Windows 系统下全中文菜单操作，简单易学，方便快捷。高亮度，10.4″彩色触摸式液晶显示屏。USB 接口数据传输、打印，快速、可靠。

主要技术指标见表 8.2。

表 8.2 全波列声波测井信主要技术指标表

项　目	技术指标	项　目	技术指标
通 道 数	2 道	采样点数	512 ~ 32768
采样周期	0.1、0.2、0.5、1、2、5μs		
A/D 转换精度	14 位	输入阻抗	1M

续表

项 目	技术指标	项 目	技术指标
延时	可选	放大器频响范围	10～500kHz
声时测读精度	0.1μs	声时测读范围	0.1～4096μs
幅度测读精度	1/16384dB	幅度测读范围	0～174 dB
衰减系统分辨率	1 dB	接收灵敏度	<10μV
增益范围	0～90 dB	波形存储长度	32k bytes
触发方式	自动、手动	信号采集方式	自动、手动
最大穿透距离	≥10m	发射电压	250、500、1000V
厚度换能器	标准配置	径向换能器	标准配置
主机	专用微机系统	通用接口	串口、并口、USB
存储器	128M 内存、40GB 硬盘	显示器	10.4″，640×480 TFT
电源	内置12V 蓄电池	充电器	输入电压220V
整机重量	4.2kg（含电池）	整机体积	320mm×260mm×80mm
工作温度	-5～40℃	工作湿度	≤85%

（3） 多参数轻便数字测井仪

MOUNT测井仪系列（附图18）、全数字化井下综合参数探头，包括：电阻率，自然伽马、伽马能谱，伽马密度，中子孔隙度，自然电位，声波全波列，磁导率，激发极化，声学二维/三维成像，井径，井斜，产状，流量等各种探头。有适用于煤田和金属矿测井的1000m，2000m绞车，也有使用于工程物探，水文地质，环保测井的100m，200m，500m轻型绞车。

（4） 综合数字测井系统

综合数字测井系统（附图19）是专为野外工作方便而设计的，可连接各种测井探管的数字化测井系统。地面仪器可连接各种测井探管的轻便方式，此外还包括了深度计量给井下仪供电等功能。本仪器具有重量轻，操作维修简单，可连接井下探管种类多，抗震、耐温、耐湿，可靠性高等特点。

8.2 环境与工程地球物理软件

8.2.1 概述

随着时代的进步和电子技术的提高，环境与工程地球物理勘探方法得到大

大地完善，其勘探仪器的精度得到大幅度的提高，应用领域得到大大地拓展，实际观测的数据量成倍增长，常规的人工数据处理难以满足其新的要求，为此科研院所、高校、生产单位等多家机构也致力于数据处理和解释软件的研究和开发，研制出不同版本的适应于不同应用领域的重、磁、电、震多种综合处理解释系统，在实际生产应用中取得了较好的地质效果。

地球物理软件是地球物理技术的载体，是地球物理勘探的一项技术核心，地球物理软件技术的发展直接标志着地球物理技术的进步，从而直接储运着勘探技术的发展，为复杂条件下不同勘探目标取得突破性进展提供了有力的技术支撑。

（1）软件发展特征

信息技术发展突飞猛进，地球物理勘探技术及其应用软件的发展也是日新月异。归纳起来，地球物理软件技术发展表现出以下特征：先进性、开放性、一体化、自由化、网络化、并行化、可视化、标准化、智能化、普及化等。

先进性。先进性主要表现在：①基于先进的信息技术基础和应用环境；②采用先进的软件技术，如面向对象技术、并行计算技术等；③支持和提供先进的应用功能和性能，支撑物探中采集设计、数据处理、分析解释等各种应用功能的集成。

开放性。开放性通常包括开放的系统平台（软件开发与运行环境）、开放的用户界面、开放的数据结构和文件格式、开放的协议等。开放带来完全的互操作性和跨平台特性，表现在自由软件平台的出现。

一体化。简言之，一体化指数据管理的一体化、用户界面的一体化、工作流程的一体化、软件开发的一体化。

自由化。自由化是指在应用软件开发和应用中，大量采用可以免费、自由获得的标准化软件作为系统的主要开发和应用环境；在系统的基础平台和核心内容开发中，保证了应用软件对硬件与软件环境的广泛兼容性。自由软件运动的发展，为我们打破国外个别厂商对于操作系统和核心软件技术的垄断，发展具有自主知识产权的软件系统提供了良好的环境和机遇。

网络化。网络化的主要表现为：①更高的网络带宽；②局域网的普及应用和广域网广泛应用；③应用软件对网络环境支持的增强、Web 计算模型和 B/S 模式的普遍应用；④NAS，SAN，iSCSI 等数据存储网络技术的广泛应用，勘探开发数据以集中管理模式进行管理；⑤以 XML 为代表的互联网标准的应用。

并行化。高性能计算的需求和计算技术的发展导致了计算机集群技术的发展和应用。相对其他并行计算机系统而言，计算机集群系统具有用户投资小、开发周期短、升级容易、扩展性好等特点，满足了石油工业对高性能计算的需求。集群计算机系统已经成为地震资料处理中心的标准配置。

可视化。采用先进的可视化和虚拟现实技术，构建沉浸式虚拟环境工作室，提供先进的数据浏览手段，为从数据中挖掘出有用信息创造了良好的条件，为工程与环境地球物理技术人员组成的多学科协同工作组成员之间的交流提供了有效的工具和创造性环境。

标准化。标准化是指基础软件开发环境符合国际标准或行业标准，软件开发过程符合软件开发的标准化、规范化、工程化，所采用的技术符合相关的国家标准、国际标准和行业标准。标准化包括硬件设备的标准化、软件接口的标准化、数据格式的标准化等，标准化保证了信息系统和软件产品的兼容性和互操作性。

智能化。智能化是现代信息技术应用的又一个特征。各种计算技术广泛应用于专业技术应用和信息管理、决策支持中，如人工智能、专家系统、人工神经网络等技术，广泛应用于数据处理分析和决策支持中。

普及化。普及化表现在开发应用软件覆盖应用领域的普及化和应用人员的普及化两个方面。当前信息技术已经广泛应用于包括专业技术应用、系统自动控制、日常办公、业务决策、财务管理、商业业务流程、客户关系管理等几乎所有方面，从高层管理人员到技术人员、一般工作人员都依赖于信息系统来开展工作，而信息技术的应用都是通过应用软件来实现的。

（2）软件发展趋势

环境与工程地球物理应用的软件基本上是常规地球物理软件，它是理论研究、方法创新、技术进步和应用高效的重要组成部分，也是技术核心内容之一。软件发展既有它的普遍性，也有它的特殊性，但宏观上来看地球物理软件的发展趋势是集成化、平台化、协同化、网络化和服务化。

集成化。集成化即一体化，是重要的发展趋势之一。在系统平台中采用统一的数据模型和数据管理系统，共享统一地学数据库和模型，实现统一的用户管理。也就是说要实现数据存储管理的一体化、用户界面的一体化、不同学科应用的一体化、工作流程的一体化、不同阶段业务工作的一体化，以及分布式计算资源、存储资源、输入输出资源、可视化资源管理的一体化。

平台化。平台化就是要求软件平台能满足不同学科专业、不同应用人员、不同技术要求，既要方便开发人员将该平台作为软件开发平台进行专业应用系统的开发、功能增强等二次开发，又要方便软件应用人员将该平台作为软件集成平台进行应用系统的集成应用。

协同化。协同化是在网络技术、数据管理技术、虚拟现实技术支持下实现多学科工作组的协同工作。基于 Web 的网络计算模型，可在异构、分布式系统环境下实现对勘探开发数据进行存取、处理、分析的协同工作，通过互联网访问远端数据、运行远端应用、使用远端资源、提供远程研究团队的知识共享

和协同工作，为多学科合作提供了便利，缩短了工作周期，加快了研究进程。

网格化。网格化是基于不同地理位置上分布的、异构的多种计算资源组成的高速网络环境，超高性能的集群协同完成数据处理、资料解释等工作，以满足巨大计算任务的需求，实现信息共享、数据共享、存储共享、计算资源共享、软件资源共享、知识共享和协同工作等。

服务化。狭义地讲，服务化是基于 Web 服务技术的应用服务化。该计算技术的发展，推动了服务化趋势。典型的云架构分三个层次，即基础设施层、平台层和应用层。它们对应着三种服务层次，即基础设施服务、平台服务和软件服务。

8.2.2 电磁法勘探类软件

电法或电磁法的分支方法较多，相应的软件也多些。按方法来划分，有电阻率法软件、激发极化法软件、电磁法软件、自然电位法软件等。按软件本身功能划分，有信号采集软件、数据预处理软件、资料处理软件、异常解释软件等。多数软件功能较为强大，不仅可处理勘探各个阶段的资料，而且包括多种地球物理方法。现在软件较多，但上市的软件并不多。目前流行的商业化的软件有 GEOTOOLS 软件、GEOSYSTEM 公司的 WingLink 软件、AGI 公司推出的 2D 与 3D 电阻率反演成像软件系统等。这里就常用的几个软件作一简单介绍。

(1) RES2DINV

由 M. H. Loke 博士设计的 RES2DINV 软件（附图 20）是目前国际上较流行的高密度电阻率数据二维反演软件。它使用快速最小二乘法对电阻率数据进行反演，有温纳、偶极-偶极、单极-偶极、斯伦贝格、微分等装置类型。该软件既能处理地面测量数据，又能处理水下测量数据，还能处理跨孔高密度电阻率测量数据。

(2) WEM

WEM 电法工作站由中国地质科学院物化探研究所联合浙江大学、桂林工学院和中国地质大学在中国地质调查局的资助下联合攻关，结合电法数据处理解释技术的现状和发展趋势，对其进行了完善、改造、升级，最终形成了电法工作站 WEM2.5 版。

目前的 WEM2.5 系统（附图 21）包括常规电阻率/激电法、阵列大地电磁法、可控源音频大地电磁法、磁性源瞬变电磁法和幅相激电法五种电法方法。该系统可进行数据处理、一维人机交互正、反演和带起伏地形的二维正、反演，是集数据处理解释、图件显示与打印和成果多途径输出为一体的多功能电法勘探工作站软件系统。各电法方法的处理解释基本上是独立的，并且同一

方法由于其观测装置的不同，其数据处理解释也有区别。

软件的设计与实现主要是以方法为单元进行系统划分。数据处理解释流程基本相同，为数据输入→数据显示→数据预处理→正、反演计算→结果输出模式。该系统的反演解释目前主要还是以一维反演和二维反演为主要手段，以综合化和专业化方式并行发展。主要的优点在于交互功能，可以实现实测数据与模型数据的交互编辑；模型数据的实时图示和人机交互修改等。

（3）RADAN

RADAN 软件是美国 GSSI 公司 20 世纪 90 年代推出的探地雷达处理软件（附图 22），该软件系统集成了探地雷达数据显示和数据处理。其处理功能包括：①数据预处理（打开文件、切分文件、剖面截取、道间重采样、文件头重置、道标准化等）；②数据处理（振幅处理、频谱分析、垂直滤波、水平滤波、浮点增益、反褶积和偏移等）；③成果解释（可输出雷达剖面、地质解释剖面、解释文字说明）。

（4）WinGLink

WinGLink 是最近几年开发出来的一个非常优秀的 Windows 可视化软件系统，在数据交互式操作以及可视化方面超过了 Geotools，但在覆盖面及稳定性方面有待提高。

GEOSYSTEM 公司的 WinGLink 软件（附图 23），可实现多种数据处理解释和综合分析，其中包括了几乎所有非地震方法——MT，AMT，CSAMT，TDEM，重磁，直流电阻率等数据处理与解释方法。主菜单上主要有 Maps，Soundings，P – sections，X – sections，2D Inversion，3D Modeling 及 Interpreted Views。它可建立工程文件、各种图形输出、一维和二维反演、三维模拟及解释成图。

（5）EMIGMA

EMIGMA（附图 24）软件是一个功能强大、用途广泛的理论和实践融为一体的地球物理软件包。该软件包括重磁、电阻率、激发极化、电磁法（MT，AMT，CSAMT，VLF），也包括地面、井中、航空地球物理软件以及多种方法的综合应用。它可对数据进行一维、二维的正演计算和反演解释，可进行三维模拟计算。

EMIGMA for Gravity 可以快速实现傅里叶计算、构建 2D/3D 重力模型进行三维反演；EMIGMA for IP/Resistivity 和 EMIGMA for FEM/TEM 可以分别实现电阻率法、激发极化和时间域频率域 MT，AMT，TEM 等在地面、井中测量以及交叉测量，并进行 1D 反演，建立 2D/3D 地电模型；EMIGMA for Magnetics 能够对地面磁法、航空磁法及井中磁法数据进行 FFT 变换、建立磁异常模型

进行反演；EMIGMA for Airborne FEM + TEM + Magnetics 与 EMIGMA for Airborne FEM + Magnetics 可以完成航空电磁法探测；EMIGMA PREMIUM for Ground Applications 包含了常用的地面各种测量方法和数据处理与解释，而 EMIGMA Complete 则覆盖地面、航空及井中的重、磁、电测量及处理解释功能。理论研究软件包中的 EMIGMA for Academics 与 EMIGMA professional for FEM 以及油气领域的 EMIGMA Complete Premium 与 EMIGMA Premium for Potential Fields 涉及近地表和航空、井中的常用方法的理论研究、算法、模拟等功能，满足科研单位研究和高校教学之需求。另外还包括近地表环境与工程物探领域，数据库最多包含有 5 万个数据。

EMAGE - 2D 是一套用于 MT 与 AMT 资料处理和解释软件包，根据功能划分，包括数据编辑和分析、快速松弛二维反演、正则化二维反演和有限元二维正演四个主要模块。

(6) INLOOPTEM

INLOOPTEM 是 GeoElectro 的子系统，是一款用于瞬变电磁测深数据编辑、提取、显示与反演解释的多功能软件，主要适用于中心回线、重叠回线、分离回线三种装置。INLOOPTEM 直接对瞬变电磁仪器观测到的电动势进行数据处理与反演解释，反演的结果比基于视电阻率反演的结果更为可靠。在提供测点点位辅助信息的条件下，获得瞬变电磁某个测道的感应电动势的平面分布数据，并利用理论公式，可以同时获得某个测道的视电阻率平面分布数据，还可以将该测道的电动势平面分布用彩色等值线图的形式显示出来。

INLOOPTEM 软件系统可对中心回线瞬变电磁测深剖面数据进行滤波光滑处理；激发极化效应的截断；地形影响的校正；绘制并打印整个剖面的电动势综合剖面图；计算每条曲线的视电阻率及整个剖面的视电阻率 - 深度剖面；计算每条曲线的视纵向电导随深度的变化及电导率断面剖面图；结合方便的人机交互解释的更合理的一维可行方向法反演分析；整个剖面的反演解释模型彩色柱状断面图；方便快捷的剖面模型约束反演等。

INLOOPTEM 软件是 Windows 功能齐全的瞬变电磁解释系统，程序运行的界面如附图 25 所示，所有的操作步骤及基本顺序，都以快捷菜单中以操作序号表示出来，使用非常方便。

8.2.3 重磁勘探类软件

重磁类处理解释软件主要用于资料处理、数据转换及反演解释。国内不少单位和个人针对不同的处理解释技术编制了不同的软件系统，如中国地质调查局发展研究中心的 RGIS 软件、GeoExpl 软件，中国地质大学（北京）的

MASK 重磁二三维可视化建模实时正反演软件系统、IMAGEO 重磁处理转换系统，中国地质大学（武汉）的 MAGS 磁法勘探软件系统，中国石油大学（北京）的 EMGS 重磁电震综合解释系统，吉林大学的 GeoProcess 区域重磁数据处理软件，浙江大学的 GMDPro 软件，金维公司的 Geopis 软件等。国外关于重磁处理的软件也不少，较为常用的有加拿大 GEOSOFT 公司的 OASIS MONTAJ 的软件，澳大利亚 ENCOM 公司的 Encom ModelVision/PA 软件，澳大利亚 INTREPID Geophysics 公司的 INTREPID 分析处理软件，英国哥伦比亚大学的 GRAV3D 与 MAG3D 反演软件等。

（1）RGIS

重磁电数据处理软件（RGIS）（附图 26）是基于 MapInfo 二次开发技术和微机 Windows 平台、利用 Visual Basic 语言和混合语言编程技术开发的具有重力和磁测数据可视化管理、数据预处理、数据处理、重磁电正反演、图表图形图像处理及制作的一套多功能的资源勘查地球物理信息系统软件。该软件系统在重磁电数据处理及成果表达方面的功能基本可以满足基层物探工作与普通科研工作对重磁电异常进行常用数据处理与反演解释的需求。

系统主要功能有：①基于 GIS 功能管理空间点位、图形、RGIS 格式区域重力和航磁、地磁数据及电阻率、激化率、大地电磁、瞬变电磁数据；②数据投影转换与预处理；③重、磁面积测量数据的频率域和空间域转换处理；④重、磁剖面测量数据的频率域和空间域转换处理；⑤重、磁异常正反演解释；⑥电法数据处理；⑦重力基础图件和重、磁处理解释成果图件制作与输出；⑧电法拟断面图制作与输出。

重磁数据处理、反演与分析方法包括滤波、延拓、导数换算、化极、分量转换、解析信号、梯度模、曲化平、异常分离，界面反演、磁源深度计算、伪重或伪磁异常计算、2.5D 可视化重磁联合反演（包括 Δg，ΔT，Z_a，H_a）、相关分析、趋势分析、回归分析等。

（2）MASK

MASK 是重磁二、三维可视化建模实时正反演软件系统（附图 27）。该软件是在 Windows 操作系统下开发的具有友好界面的重磁异常正反演系统。对于面积性重磁异常，利用成熟的 2.5D 进行三维建模反演技术，对整个平面异常进行可视化建模及正反演，为平面异常快速解释提供了方便的手段。所选模型为水平有限长的棱柱体，截面为任意多边形，其任意组合具有逼近复杂形态地质体的能力。解释人员可根据实际观测重磁异常场的形态，在计算机屏幕上直观地建立模型、动态地修改模型，且能同时看到模型重磁场与实测异常的拟合情况。另外还可以快速直观地反演模型的物性及形态，由于该软件系统功能

强，操作简便，使用者可把精力集中于要解决的目标问题，因而极大地提高了异常的反演效率和解释效果。

（3）GeoProcess

GeoProcess 软件（附图 28）是重磁数据常规处理系统。本软件对网格化化后的重磁数据进行处理，包括延拓、求导、化极、滤波、对数能谱、分量转换、统计参数提取、特殊处理等功能，界面简单易懂，使用方便，数据格式为通用的 Surfer 文本格式，处理后的结果可直接用于 Surfer 软件的成图。其中，组合处理的目的是减少 FFT 的次数，避免过多的截断误差，也可使处理参数的统一。

（4）OASIS MONTAJ

GEOSOFT 公司的 OASIS MONTAJ 软件（附图 29）是世界上最著名的非地震物探处理软件，其功能强大。它提供了广泛的滤波器和统计工具，可以用于处理巨量地球物理数据。其中，重力和地形校正模块用于处理和校正常规勘探中的重力数据，它利用数字高程模型或栅格化的高程数据进行地形校正。借助流程式的菜单系统快速轻松的实施所有标准重力数据处理步骤，应用独特的优化地形简化算法可以实现快速精确校正。

重磁解释扩展模块是利用欧拉三维反褶积处理程序，对已经栅格化的磁法和重力数据进行自动定位并确定场源深度，可以自动进行三维地质解释，描述磁力和重力场源的边界并计算出其深度。该模块还包括用于金伯利岩勘探的 Keating 磁场相关系数工具，这个工具使用一种简明的模式识别技术，用于定位与模拟与金伯利岩筒的响应相似的磁异常体。

场源边缘检测工具可通过分析局部梯度可以定位地质体边缘或确定位场数据的峰值区。场源参数成像工具可以快速轻松的计算出磁源体的深度。激发激化扩展模块可以对 IP 数据实施各种操作和处理，在时间域和频率域内完成勘探数据的输入、质量控制、处理及显示等。可以处理偶极—偶极数据、单极—偶极数据、单极—单极数据以及梯度勘探数据，能够自动计算视电阻率、金属导电系数、IP、自然电位和单独的时间切片。应用独特的质量控制工具评估采样值，应用标准的 Pant - leg 滤波器对数据进行滤波，可以生成拟剖面，包括叠加剖面，并能即时在三维空间里显示叠加剖面。

（5）ENCOM

ENCOM 是澳大利亚 Encom 公司研发的一套重磁电后处理解释系统，它包括 Encom ModelVision，Encom PA，EM Flow 三部分。

Encom ModelVision 为重磁数据处理、反演提供解决方案。适用于矿产资源勘查、油气勘探、环境地球物理等行业，主要解决各行业中重磁数据的处

理、正反演模型的建立和重磁解释中碰到的各类问题。特别适合于金属矿勘查，非金属矿勘查领域的重磁2D与3D反演。ModelVision软件系统是最先进的基于模型的通用解译系统，可以进行频率域和空间域的重磁数据处理，除滤波、延拓、化极、求各阶导数等常规位场数据处理外，还有解析信号、反褶积等新处理方法，几乎包括了目前所有的重磁处理方法，可以对单线、面积（网格数据）进行处理，强大的模型反演功能，可以方便的建立、修改模型及相关参数，进行2D与3D重磁正反演，方便进行地质解释。还实现了地磁三要素自动计算，对磁场数据进行日变改正、正常场改正、化极等处理工作。

Encom PA可以合成、创建和解译不同的地球物理数据、模型与地质、地球化学、土木工程、钻探和GIS数据，利用可获取的完整的地质数据特征，完成数据的集成；Encom PA为实现不同软件间的融合，提供了合适的交互式解译，可以通过复杂的特征管理，在剖面、地质图和3D中创建、可视化、编辑解译；也可以利用特征管理，记录异常或引入数据库，或在地质图、剖面图和3D中绘制复杂解译。

EM Flow主要用于航空时间域和频率域瞬变电磁系统测量的数据的处理和解释，以最大限度提取有效的地质信息的显示与分析。EM Flow提供对单分量或多分量航空时间域、频率域电磁数据的显示、分析和解译功能，可以操作处理大规模的电磁数据并且提供电阻率深度断面和异常圈定和分析，应用CRC-AMET最新开发的电磁理论和成熟算法技术。理论上定义的电磁系统波和实际测波被用于反褶积电磁多通道数据。可以对电阻率深度断面的处理和生成过程进行控制。可将航空电磁数据处理成地下的电导性图。处理结果可以与磁法、地形、能谱仪、遥感和钻孔数据以一维、二维和三维视图的方式进行集成。

（6）Fugro-LCT

Fugro-LCT（附图30）是美国Fugro-LCT公司研发的一款基于Linux系统的专门针对重磁原始数据整理、数据处理和解释的软件系统，主要由Process与Interpretation两大模块组成。

Process模块提供了二维、三维重磁数据各种常规校正以及厄渥特斯校正、数据调差、数据库管理、数据网格化工具等处理功能，Interpretation模块提供了二维、三维重磁震联合建模及反演、方向导数、延拓、化极、区域场分离、总体度模、频率域滤波、欧拉反褶积估计最小磁性体埋深等解释功能。Linux系统下软件的安装包括重磁数据的整理模块（DATAPRO）、数据加载模块（DATALOD）、数据网格化方法（GRDPRO）、网格数据分析模块——包括频率域和空间域各种滤波方法，位场数据分离方法等（CALGRD，GRDFFT，

GRDSDT)、网格数据显示工具、基于测线和平面磁异常数据分析的磁深度反演(MAGPROBE，3DEULER)、二维重磁震建模和物性反演(MAK2MOD/LCTSEIS，2MOD)、三维建模、重磁数据以及其他条件约束下进行反演物性以及地层结构约束下的重磁联合反演等方法(MAK3MOD，JAVA3DMOD)。

LCT软件主要特色体现在重磁震联合反演、功能强大的滤波器工具箱等方面，得到了业内人士的认可。

8.2.4 地震勘探类软件

地震勘探类软件除了地震数据野外采集设计软件外，主要有地震数据处理软件和地震资料解释软件。比较成熟的数据处理软件有东方地球物理公司的Grisys处理软件、西方地球物理公司的Omega处理软件、法国CGG公司的GEOVECTEUR PLUS处理软件、LandMark公司的Promax处理软件、帕拉代姆公司的GeoDepth软件、Focus软件。地震资料解释软件主要有工作站版地震解释软件、Windows版地震解释软件及地震解释辅助软件，详见表8.3。

表8.3 常见的地震资料处理解释软件简表

	类别	软件名称	描述
地震资料处理软件		Grisys	中国东方地球物理公司
		Omega	美国WGC公司西方地球物理公司
		Geo Vector PLUS	法国CGG公司
		Promax	美国IAE公司
		GeoDepth	美国帕拉代姆公司
		Focus	美国帕拉代姆公司
地震资料解释软件	工作站版地震解释软件	LandMark	兰德马克公司
		Geofram	斯伦贝谢公司
		Paradigm	VoxelGeo真三维地震解释系统
		Qeoquest	斯伦贝谢公司
		SGI	Earth Vision基于3D空间地质建模
	Windows版地震解释软件	Discovery	哈里伯顿公司
		SMT	美国SMT公司
		Petrel™	斯伦贝谢公司
		PETRA (IHS)	IHS公司
		双狐软件	中国保定双狐软件有限公司

续表

	类别	软件名称	描述
地震资料解释辅助软件	正演软件	GMAPLus	美国 Geographix Landmark 公司
		EarthWave	澳大利亚 EarthWave 公司
	反演软件	ROVIM	法国 CGG 公司
		Strata/Geosmart	Hampson - Russell 公司
		Jason	荷兰 Jason 公司
		EPS	美国 EPT 公司
		Klinversion	中国东方地球物理公司
	岩石物理建模	iMOSS	ION 公司
		The RokDoc system	美国 APEX 技术公司
	多波解释	VectorVista	CGGVeritas 公司
		Transform	GNT 公司的

(1) Discovery

Discovery 是国际上第一款在微机上基于 Windows 平台的地震解释、测井解释、地质研究勘探开发一体化应用平台。为 GeoGraphics 公司产品，属于哈里伯顿公司。其用于地震解释的模块为 SeisVision，是一套功能强大的 2D/3D 地震解释系统，主要有以下功能和特点：

①支持 2D 与 3D 地震解释，同时支持多个三维工区的拼接和联合解释、二维和三维工区的拼接和联合解释。②合成记录制作（SynView）模块中，利用测井的声波曲线和密度曲线，自动计算反射系数、速度模型，与标准理论子波或用户提取的子波褶积制作合成记录。③三维可视化（3D Viewer）功能中可在三维可视化窗口中显示解释层位、断层、地震剖面、时间切片、井轨迹以及各种地震属性等，能够在三维可视化环境下进行构造精细解释和储层分布研究。

(2) Petrel™

Petrel™是斯伦贝谢公司产品，综合了地震资料解释、测井分析、地质综合研究、地质建模、数值模拟的一体化平台，适用于各种油藏类型。其地震可视化解释系统可进行地震资料剖面解释和三维立体解释、实体建模、地震数据的叠后处理及属性提取、速度分析及时深转换、构造分析及断层自动提取、储层属性平面成图等。有六个功能模块：①2D 与 3D 地震资料综合解释；②PetrelTM 地震数据的叠后处理；③遗传反演；④地震属性体透视及提取；⑤速度建模；⑥域转换。

(3) 双狐软件

双狐软件是一套地质研究及油藏管理的综合软件，是提供了一个统一平台进行油藏描述及油藏管理，集地震解释、地质分析和油藏综合描述等多学科为一体的综合性软件。双狐微机解释系统除了包括了工作站解释软件的所有常规解释功能，还包括一些属性提取的方法，如三瞬、相对波阻抗、绝对波阻抗、等时切片、沿层切片（沿层振幅）等。结合逆断层等值线勾绘模块，对逆断层一次解释成图。实现时间域与深度域的实时转换，插入井的录井柱状图，直接用井分层进行剖面标定，在深度域进行构造解释、油藏描述及构造发育史研究。解释系统和变速成图的结合应用大大提高了工作效率和研究的精度。

(4) ISIS

ISIS 地震反演软件是丹麦 degaard A/S 公司十几年研究的成果，并用该技术为世界各大石油公司提供专业技术服务。ISIS 地震反演技术是一种用快速模拟退火算法进行的全局优化的多道反演系统，具有抗噪能力强、提高分辨率、属实地震资料等特点。可帮助解决在开发和勘探阶段，尤其在井少情况下，进行构造油藏、岩性油藏、识别断层的研究。此外由于 ISIS 具有处理大时窗、大数据体地震资料的特点，目前应用到区带性储层、沉积相研究取得了较好的效果。利用 AVO 的截距和梯度剖面反演出的纵波和横波阻抗剖面，可计算出 v_P/v_S，波松比，流体因子和岩性变化，沙泥岩百分比以及孔隙度等，直接进行烃类检测，由于从叠前开始做起，故有较高的准确性。

(5) LandMark

LandMark 地震综合解释软件包是大型地震综合解释软件，包括地震资料解释，三维自动层位追踪，合成地震记录制作，三维可视化解释、地质解释与地层对比，迭后处理，数据体相干分析，地震属性提取属性分析，地址建模，断层封堵分析作图，层面与断层模型，出量计算，测井解释，精细目标分析，井位设计等。

(6) GeoEast

GeoEast 地震数据处理解释一体化系统是中国石油集团东方地球物理勘探有限责任公司开发完成。系统总控统一、界面风格统一、数据接口统一。系统支持网络分布式计算、并行处理（PC - Cluster)，并集交互和批量处理于一体，实现了处理与解释构造形态的迭代、处理解释速度模型的迭代、构造形态约束下的地震属性的提取。系统突出了地震地质建模、叠前偏移和三维可视化体解释，可进行高分辨率处理、复杂地表、低信噪比地区资料处理。

8.2.5 其他勘探类软件

(1) Geogiga Surface

Geogiga Surface 面波地震数据处理软件（附图 31）在频率 - 波数（$f-k$）域、频率 - 速度（$f-v$）域或频率 - 慢度（$f-p$）域高分辨率提取面波频散曲线，基于改进的更加稳定的面波频散正演模拟，利用遗传算法全局非线性优化反演频散曲线，实现模型的快速拟合。可以处理单点面波记录，绘制地层速度曲线，或同时处理多点（剖面）面波记录，直接生成速度彩色剖面图，并附有可自行编辑的地层符号。

主要功能与特征为可处理主动源面波数据、图形交互式定义几何排列参数、时间域干扰波剔除、在地震数据上测试面波视速度、用振幅谱分析检查频率范围、在频率 - 波数（$f-k$）域、频率 - 速度（$f-v$）域或频率 - 慢度（$f-p$）域高分辨率提取面波频散曲线、从相位谱中生成频散曲线、用散点或连续模式交互式提取频散曲线、二维和三维显示 $f-k$ 或 $f-v$ 频散谱图、遗传算法全局非线性优化反演频散曲线、计算视横波速度 v_S30（或 v_S100）和深度加权速度、绘制同一测点上多个频散曲线和速度曲线、绘制多测点的剖面曲线图和彩色剖面图。该软件可进行主动源和被动源面波数据处理、几何排列可用直线、圆形和其他任意形状、用 FK，SPAC 和 ESPAC 法分析被动源面波、可选择频散分析中的应用时间分段、用 SPAC 函数分析法提取频散曲线、对非直线几何排列的面波数据进行震源方位角扫描分析、合并同一位置采集的多个主动源或被动源记录的频散谱图。

(2) WYS

WYS 工程物探信息软件系统（附图 32）是数据管理、信息分析成像及资料解释于一体的软件系统。主要功能有：①数据库管理。可对检测数据进行存储、查询、添加、删除、修改、分析、统计、挖掘。②信息成像。基于离散介质对波的散射原理，借助 OpenGL 三维绘图技术，可对探地雷达、浅层地震等方法的数据进行成像，可绘制多种色谱图和立体剖面图。③处理解释。应用 Dijkstra 最佳路径算法，在弹性波 CT 和电磁波 CT 资料处理中，实现了弯曲射线快速追踪、在地震折射法中实现了正演拟合解释面波频散曲线计算 $f-v$ 法、锚杆质量检测与智能分析系统等。

应用篇

第 9 章　介质污染的监测和处置

人类活动对地球介质的污染大体上可以分为四类：水体（包括地表水和地下水）污染、大气污染、固体废弃物的污染和放射性物质的污染。由于这些污染会使介质的物理性质发生明显的变化，因而可以在不同程度上利用地球物理方法加以监测。对其中的某些污染，地球物理方法还可用来监测治理的过程和评价治理的效果或者为治理工程的设计提供依据。

9.1　水资源污染的监测与处置

9.1.1　水体污染的类型

9.1.1.1　水体污染的概念

水体，是河流、湖泊、沼泽、水库、地下水、冰川、海洋的总称。它不仅包括水，而且也包括水中的悬浮物、底泥及水生生物等。

水体因接受过多的杂质，而使其在水体中的含量超过了水体的自净能力，导致其物理、化学及生物学特性改变和本质的恶化，从而影响水的有效利用，危害人体健康，这种现象称为水体污染。在自然情况下，天然水的水质也常有一定变化，但这种变化是一种自然现象，不属于水体污染。

水体一旦受到污染，会降低水的质量，直接或间接地危及人类的健康和生存。造成水体污染的原因主要有：点源污染与面源污染（或称非点源污染）两类。点源污染来自未经妥善处理的城市污水（生活污水与工业废水）集中排入水体。面源污染来自：农田肥料、农药以及城市地面的污染物，随雨水径流进入水体；随大气扩散的有毒有害物质，由于重力沉降或降雨过程，进入水体。

9.1.1.2　水体污染的类型

水体污染源是指向水体排放污染物的场所、设备和装置等。按造成水体污染的原因可将水体污染源分为天然污染源和人为污染源；按受污染的水体可分为地面水污染源、地下水污染源和海洋污染源；按污染源释放的有害物质种类

分为物理性污染源、化学性污染源、生物性污染源；按污染的分布特征可分为点污染源、面污染源、扩散污染源。

由自然因素造成的污染，称为天然污染。如地面水渗漏和地下水流动将地层中某些矿物质溶解，使水中的盐分、微量元素或放射性物质浓度偏高而使水质恶化。人类的生产和生活活动使水体污染，称为人为污染。人为污染是当前水体污染的主要污染源。

(1) 物理性污染

热污染，主要来源于热电站、核电站、冶金和石油化工等工厂的排水。

放射性污染，来源于核生产废物、核试验沉降物、核医疗研究单位的排水。

(2) 化学性污染

无机污染包括：重金属污染，来源于矿物开采、冶炼、电镀、仪表、电解以及化工等工厂排水；砷污染，来源于含砷矿石处理、制药、农药和化肥等工厂的排水；氰化物污染，来源于电镀、冶金、煤气、洗涤、塑料、化学纤维等工厂的排水；氮和磷污染，来源于农田排水、粪便排水、化肥、制革、食品、毛纺等工厂的排水；酸碱和盐污染，来源于矿山、石油、化工、化肥、造纸、电镀工厂排水。

有机污染包括：酚类化合物污染，来源于炼油、焦化、树脂等工厂的排水；苯类化合物污染，来源于石油化工、焦化、农药塑料、染料等工厂的排水；油类，来源于采油、炼油、船舶以及机械、化工等工厂的排水。

(3) 生物性污染

病原体污染，来源于粪便、医院污水、屠宰畜牧、制革生物制品等工厂排水。

霉素污染，来源于制药、酿造、制革等工厂的排水。

9.1.1.3 水体污染的来源

污水是人类在自己的生活、生产活动中用过并为生活或生产过程所污染的水。污水包括生活污水、工业废水、被污染的降水及各种排入管渠的其他污染水。

(1) 生活污水

生活污水，是指居民在日常生活中排出的废水。生活污水的成分取决于居民的生活状况及生活习惯。我国地域广阔、情况复杂，即使生活状况相似，各地污水中杂质的成分和浓度也不尽相同。

(2) 工业废水

工业废水，是在生产过程中排出的废水。其成分主要取决于生产工艺过程

和使用的原料，工业废水也包括因高温（水温超过60℃）而形成热污染的工业废水。不同的工业生产产生不同性质的废水，同类工业采用不同的生产工艺过程，产生的废水也不相同。

工业废水性质各异，多半具有危害性，未经处理不允许排放。但冷却水和在生产过程中只起辅助作用或只是温度稍有上升的水，因未被污染物污染或污染很轻，此时可采取冷却或简单的处理后重复使用。这种较清洁、不经处理即可排放的废水称为生产废水；而污染较严重、必须经处理方可排放的工业废水称为生产污水。工业废水是生产污水和生产废水的总称。

（3）城市污水

城市污水是排入城镇排水系统的污水的总称，是生活污水和工业废水的混合液。我国多数城市污水属此类。在合流制排水系统中，城市污水还包括降水。城市污水中各类污水所占的比例，因城市的排水体制不同而有差异。城市污水的水质指标、污染物组成、形态及含量也因城市不同而存在差异。

9.1.1.4 水体污染的性质

（1）物理性质

水温：生活污水的年平均温度相差不大，一般在10～20℃间；许多工业排出的废水温度较高。水中的溶解氧随水温的升高而减小：加速污水中好氧微生物的耗氧速度，导致水体处于缺氧和无氧状态，使水质恶化。城市污水的水温与城市排水管网的体制及生产潜水所占的比例有关。一般来讲，污水生物处理的温度在5～40℃间。

色度：生活废水的颜色一般呈灰色。工业废水则由于工矿企业的不同，色度差异较大，如印染、造纸等生产污水色度很高。

臭味：臭和味是一项感官性状指标。天然水是无色无味的。水体受到污染后产生气味，影响了水环境。生活污水的臭味主要由有机物腐败产生的气体造成，主要来源于还原性硫和氮的化合物；工业废水的臭味主要由挥发性化合物造成。

固体含量：水中所有残渣的总和为总固体（TS），其测定方法是将一定量水样在105～110℃间烘箱中烘干至恒重，所得含量即为总固体量。总固体主要由有机物、无机物及生物体组成，按其存在形态分为：悬浮物、胶体和溶解物。总固体包括溶解物质（DS）和悬浮固体物质（SS）。悬浮固体由有机物和无机物组成，根据其挥发性能，悬浮固体又可分为挥发性悬浮固体（VSS）和非挥发性悬浮固体（NVSS）两种。生活污水中挥发性悬浮固体约占70%。

（2）化学性质

无机物指标：主要包括氮、磷、无机盐类和重金属离子及酸碱度等。

污水中的氮、磷为植物的营养物质。对于高等植物的生长来说，氮、磷是宝贵物质，而对于天然水体中的藻类，虽然是生长物质，但藻类的大量生长和繁殖，能使水体产生富营养化现象。

污水中的无机盐类，主要指污水中的硫酸盐、氯化物和氰化物等。硫酸盐来自人类排泄物及一些工矿企业废水，如洗矿、化工、制药、造纸等工业废水。污水中的硫酸盐用 SO_4^{2-} 表示，可以在缺氧状态下，由硫酸盐还原菌和反硫化菌的作用，还原成 H_2S。氯化物主要来自人类排泄物。某些工业废水含有较高的氯化物，它对管道及设备有腐蚀作用。污水中的氰化物主要来自电镀、焦化、制革、塑料、农药等工业废水。氰化物为剧毒物质，在污水中以无机氰和有机氰两种类型存在。除此以外，城市污水中还存在一些无机有毒物质，如无机砷化物，主要以亚砷酸和砷酸盐形式存在。砷会在人体内积累，属致癌物质。

污水中重金属主要有汞、镉、铅、铬、锌、铜、镍、锡等。重金属以离子状态存在时毒性最大，这些离子不能被生物降解，通常可以通过食物链在动物或人体内富集，产生中毒现象。上述金属离子在低浓度时，有益于微生物的生长，有些离子对人类也有益，但其浓度超过一定值后，即有毒害作用。需要说明的是，有些重金属具有放射性，在其原子裂变的过程中会释放一些对人体有害的射线，主要有 α 射线、β 射线，γ 射线及质子束等；产生这些放射物质的金属主要是镧系和锕系元素，这些物质在生活污水中很少见，在某些工业废水如采矿业及核工业废水中会出现。一般情况下在城市污水中的含量极低。放射性物质能诱发白血病等疾病。

酸碱污染物主要由排入城市管网的工业废水造成。水中的酸碱度以 pH 值反映其含量。酸性废水的危害在于有较大的腐蚀性；碱性废水则易产生泡沫，使土壤盐碱化。一般情况下城市污水的酸碱性变化不大，微生物生长最佳酸碱度为中性偏碱，当 pH 值超出 6 ~9 的范围，对人畜就会造成危害。

有机物指标：城市污水含有大量的有机物，其主要是碳水化合物、蛋白质、脂肪等物质。由于有机物种类极其复杂，难以定量，但上述有机物都有被氧化的共性，即在氧化分解中需要消耗大量的氧，所以可以用氧化过程消耗的氧量作为有机物的指标。在实际工作中经常采用生物化学需氧量（BOD）、化学需氧量（COD）、总有机碳（TOC）、总含氧量（TOD）等指标来反映污水中有机物的含量。

9.1.2 水资源污染的监测

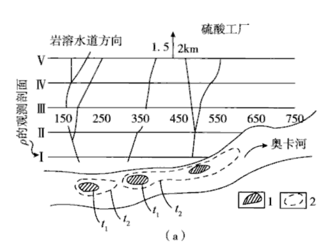
(1) 无机污染的监测

被无机盐污染的水，由于离子浓度增高，使其电阻率降低。一般来说，地

下电阻率与介质孔隙的连通性、孔隙中是否有液体以及液体的电阻率有关。如果孔隙的大小和连通性基本不变，而液体的电阻率只和污染有关，用电法就可以确定污染的范围和程度，通过电测深和时间域电磁法可以确定污染的垂向分布，而通过电剖面法和频率域电磁法可以确定污染的横向范围，用电（磁）测量比只用钻探成本低、效率高。此外，电（磁）测井也是一种辅助手段。

应用地面电法监测污染的基本条件是：污染水与非污染水电阻率有明显差别，埋藏不太深，污染水体有一定的厚度，地表物质电性比较均匀。工作时可先用电测深或时域电磁法确定污染水体顶底板深度，然后按一定系统进行固定极距的电剖面或固定装置和频率的频域电磁测量。电法一般都要与少量监测井互相配合，解释时利用地质、钻探和其他地球物理资料。对工矿废水污染的监测是受到广泛关注的问题，利用地球物理方法对工矿废水进行污染监测有许多成功的实例。

工厂的废水排入地下，不仅污染水源，而且在某些地区还加速地下岩溶的发育过程。例如在苏联的奥卡河沿岸有一个大的化工厂生产硫酸，酸性废水渗入地下，溶蚀了石膏质的岩石，在这些岩石中形成了岩溶洞穴，老洞穴不断加大、新洞穴不断出现，连续成地下通道，沿着这些通道，溶解的物质流入奥卡河，造成河水污染。通过地面电法测量和河水电阻率测量可以圈定岩溶水的通道位置，并且评价岩溶作用随时间的变化。从图 9.1 中时间 t_1 和 t_2 两次观测的视电阻率曲线可以看出，低电阻率的范围加宽，是溶洞变宽的结果。河水电阻率测量表明，被溶解物质的流入量明显增加（低电阻率面积扩大）。通过上述测量确定了废水污染的范围和程度，以便采取必要的措施。



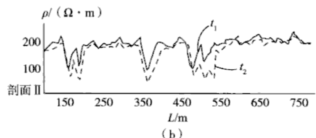


图 9.1　用电法监测工厂废水对岩溶的加速作用

(a) 1—t_1 时的电阻率低范围；2—t_2 时的电阻率低范围

(b) t_1，t_2 表示不同时间所测的视电阻率曲线

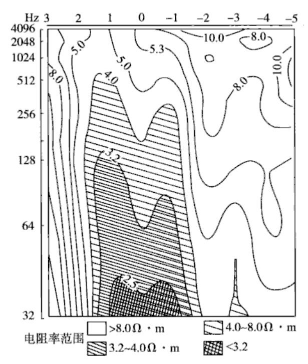


图 9.2 废注水井附近的视电阻率等值线图

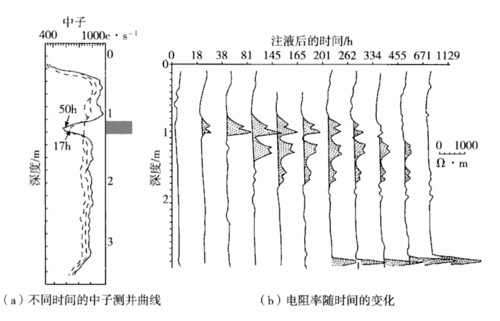
矿山和油田废水也是水资源的重要污染源，例如在美国有成千上万口已经废弃的、封闭不好的油气井，由于二次回采而使产油层产生过压，这些井会使注入油田的卤水沿钻孔向上运移而进入浅部的饮用水含水层。在俄克拉荷马州林肯县产油的普鲁砂层附近曾利用可控源音频大地电磁法来圈定卤水的污染。从 20 世纪 30 年代就开始从普鲁砂层采油，从 50 年代开始注入卤水来提高回采率。瓦穆萨组是该区饮水的主要水源层，淡水层的底部深度变化于 40 ~ 135m 之间，固溶物总量低于 500mg/L。1979 年所打的试验井表明在油田上含水层的卤水含量异常高。在该区选出的一些部位按一定网格开展了可控源音频大地电磁法，图 9.2 是一口废井附近典型的视电阻率拟剖面，它表明深部的良导物质向地表运移，其他一些测线上也检测到另外一些污染体。根据地球物理结果所打的两口试验井的 Br/Cl 比值表明，瓦穆萨组的污染源确实是普鲁砂层的卤水。

(2) 有机污染的监测

地下水有机污染的种类较多，其物性特征不尽相同，探测难度较大。来自炼油厂、化肥厂、制药厂等排放的废液多为有机污染，它们在自然环境下不易降解，化学需氧量（COD）、总有机碳（TOD）等指标较高。多数情况下有机污染物与水是非混溶的。轻非水相液体污染物（LNPAL）集中在地下水的表层，而重非水相液体（DNPAL）污染物集中在地下水的底部，这使地下水不同程度地混杂了有机杂质，引起地下水在物理性质和化学性质上的变化。这样可以根据不同的物理性质（化学性质）选取不同的地球物理方法。

20 世纪 90 年代加拿大和美国的学者在加拿大安大略省开展了一项针对乙烯（C_2Cl_4）的试验研究。乙烯用于服装干洗和金属清洗，仅 1986 年美国就生产乙烯 12×10^8L。乙烯的特点是密度大，在水中下沉，不太受地下水横向流动的影响。虽然乙烯的溶解度（200mg/L）低，但仍然比世界卫生组织规定的饮水标准（0.01mg/L）高几个数量级，每排放 1L 乙烯最终可污染 1000×10^4L

的地下水。试验场地面积 9m × 9m，周围用钢板打入地下，穿过 3.3m 厚的地表含水层进入下伏半隔水层，有效地隔断场地内外的水力联系。通过钻孔向场地内注入 770L 乙烯，在围绕注入孔的 9 个监测孔内进行中子、密度和感应测井，还定期测地面和井地电阻率。探地雷达工作频率 200MHz，300MHz，500MHz，900MHz，沿测线进行测量。地球物理监测开始于注液前几天，注液延续了 3d，注液后观测 38d，第一个星期每 8h 观测一次，以后时间逐渐加长。随后采用表面活化剂清除乙烯，再监测清除的过程。在中子测井曲线上，由于氯俘获中子，出现明显的负峰，如图 9.3（a）所示，从电阻率异常的变化上则可以看出乙烯随时间的运移，如图 9.3（b）所示。探地雷达测量表明，注入的乙烯先在注入点下 1m 深左右的界面上汇聚，然后沿该界面向两侧扩散。



（a）不同时间的中子测井曲线　（b）电阻率随时间的变化

图 9.3　注乙烯后参数变化

地面加油站储油罐和地下储油设施普遍存在腐蚀和泄漏现象，难以发现。北京、沈阳、西安、成都均发生过此类事故。发生在北京地区某加油站的一次漏油事故中，由于污染区面积较大，致使自来水厂停水和地下施工停工。国外此类事故更多，据报道美国对 21 万个加油站调查发现，在 20 世纪 70 年代以前建设的加油站几乎都有渗漏，其中 1.8 万个已对地下水造成污染。油气渗漏的检测技术较多，其中烃类检测技术（油离烃）、探地雷达技术，能现场实时给出检测结果，且快速、方便；吸收烃乙烷、荧光光谱法探测精度高、结果可靠。图 9.4 和图 9.5 分别是北京市某加油站渗漏污染范围的游离烃 CH_4 和吸附烃 C_2H_4 检测效果图。

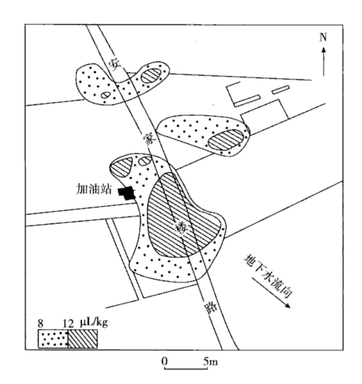


图 9.4 北京某加油站渗漏污染范围的游离烃 CH_4 检测效果图

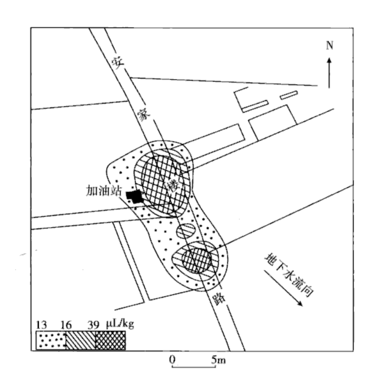


图 9.5 北京某加油站渗漏污染范围的吸附烃 C_2H_4 检测效果图

石油污染颇为常见，已有许多利用地球物理方法探测石油污染的实例。例如利用探地雷达探测石油污染、用常规的直流电法和电磁法有可能探测石油污染。石油进入地下介质的孔隙系统后可使其电阻率明显增高。研究人员利用地面低频电磁或电阻率成像方法追索到几十至几百米深处的石油污染。例如在美国俄克拉荷马城的 Carlswell 空军基地，利用钻孔 EM 测量数据作出地下电阻率三维分布图像，推断出石油污染的位置，据此所打的钻孔证实了高阻区域与油污染吻合。

浮在潜水面上的高阻油层对电法测量来说会产生屏蔽作用，因此研究人员提出了“屏蔽体”法（SB）。屏蔽体法是一种井地电法，一个供电电极置于污染层之下，用于确定污染层的范围。室内模拟和数学模拟的结果如图 9.6 所示。图（a）为室内测得石油污染带上的电位值 V(mV)；图（b）为数学模拟计算的电位值 V(mV)；图（c）为数学模拟计算的电位梯度 ΔV(mV/m)。室内模拟在电解质槽内进行，数学模拟采用有限元法。在野外试验中采用了电测深和屏蔽法两种方法，其目的是确定石油污染的范围，污染层厚度 0.2m，深 5.7m，赋存于 7m 厚的第四系砾－砂沉积中，下伏不渗透的白垩系沉积。电测深 $AB/2$ 最大为 50m，在 $AB/2$ = 15m 时沿一些测线出现了电阻率的升高，为污染带的响应，但最高异常值仅达背景值的 15%，难于断定污染带的横向范围，而屏蔽法显示了污染带的范围比电测深要清晰得多，地球物理野外测量结果已被监测孔证实。

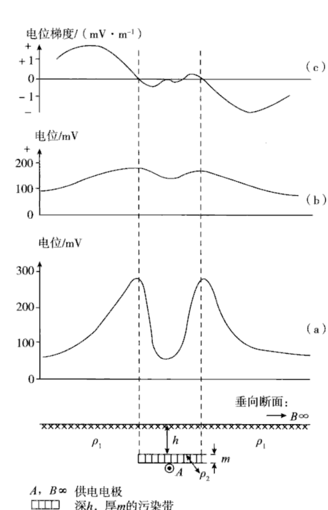


图 9.6 屏蔽体法的室内试验和数学模拟结果

澳大利亚 Coffey Partners 公司曾提出，用探地雷达和低频电磁法探测石油

污染有一定的困难，只有频率在 30kHz ~ 5MHz 间的电磁波法效果最好。当频率为 1.2MHz 时，通过土壤和风化岩石的最大探测深度约 30m。在南澳的一个大型柴油机车加油站发现在终端泵站和加油点之间有明显漏油。开始用 EM31 电磁仪作剖面测量和探地雷达探测均未奏效，后改用 GRC - 2 仪器作无线电波剖面法，其垂直发射线圈和水平接收线圈沿剖面移动，两者保持零耦合状态，测量垂直磁场强度，线圈距在工作期间保持不变。结果在柴油污染范围内测出明显垂直磁场强度低值异常，并经钻探和槽探证实。

总之，地下水有机污染浓度较低，物理化学性质上的变化较小，监测难度大，必须采用高分辨率、高密度的方法以及应用地球物理的综合解释方法技术。

（3）地下水污染路径的动态监测

以河北沧州为例。河北沧州地处滨海平原，该区以冲积 - 湖积的粉细砂松散岩层为主，并夹有多层海积层。自上而下共有五组含水层，且咸、淡水交替出现，地下水含氟量较高（2 ~ 7mg/L），地下水补、经、排条件差，地下水循环交替作用缓慢，垂向补给逐渐被侧向补给所代替。由于集中开采地下水，使得沧州地下水失衡而形成巨大的地下水漏斗（图 9.7）。

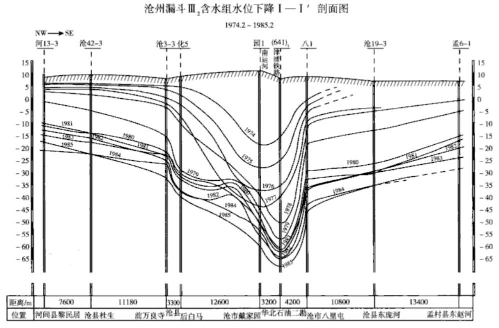


图 9.7　沧州漏斗 Q_2 含水组水位下降剖面图

沧州漏斗的形成给地下水资源的开发、利用带来了严重的问题，尤其是地下水严重污染。由于漏斗的形成，加速了地面污水向地下水的倒灌，使地下水

造成污染，同时稠密的机井给地表（浅层）污水、咸水和淡水层形成的污染通道，使所利用的含水层遭受不同程度的污染。利用地球物理方法，如用直流电法和探地雷达，在地面监（遥）测地下水漏斗的动态变化、监测地面上工业和生活污水向漏斗迁移的路径，从污染源和污染路径上卡住污染物对地下水的污染。

（4）井中多个含水层之间交叉污染的监测

已经废弃的工业用井和供水用井，以及一些设计得不适当的监测井穿过多个含水带，使得地下水流系统“短路”。如果其中有的含水层已被污染，便会产生水层之间的交叉污染。美国地质调查所和美国环境保护署合作在宾夕法尼亚州东南部三叠纪斯托克顿组地层中利用地球物理方法研究了废弃井中多个含水层之间的交叉污染，测量了井内的垂向水流，取样并分析了井中的液体。所使用的地球物理方法包括井径测井、液体电阻率测井、液体温度测井、自然伽马测井和单点电阻测井。在 16 个钻孔的 45 ~ 143 之间进行，用以划分岩性、地层，圈定了含水裂隙和井液垂向运移带，测量了垂向液流，确定了井液的运移方向和速度。

（5）地表水污染治理中的地球物理工作

在杭州西湖换水过程中曾经成功地应用了地球物理方法。西湖由于常年污染，湖水的水质和透明度日益变差，市政府决定开凿隧道引钱塘江水更换西湖湖水。为了解江水进入西湖的运移和分布情况、换水的进度和效果，利用电阻率法在换水过程中及其前后进行了动态和静态观测（图 9.8）。

在换水之前对江水和湖水的电阻率进行了测量，江水的电阻率变化范围为 81 ~ 93Ω · m，平均为 88Ω · m。西湖由五个相互连通的湖泊组成，其中电阻率最低的变化范围为 55 ~ 60Ω · m，平均为 57Ω · m，最高的变化范围为 69.5 ~ 75Ω · m，平均为 72Ω · m。这是利用电阻率法监测换水过程的基础。水电阻率观测比例尺为 1∶5000，线距 200 ~ 400m，整个湖面均匀发布 20 条测线。观测仪器为测井全自动记录仪，安装在电瓶驱动船上，用七心电缆连接电源、探测器和自动记录仪。探测器为井液流体电极系，固定在水深约 70cm 处，换水期间每天沿各测线连续探测水的电阻率一次。根据观测结果，可以得出江水进入西湖后逐日的扩散范围、水流的主要方向，指导了换水工作的进行。同时发现了一些原来未发现的污染源。

（6）地下水污染防护中的地球物理工作

地球物理方法也可用来监测有机化合物污染的治理过程。美国能源部执行了一项“非干旱区土壤和地下水易挥发有机化合物综合示范计划（VOC-NAS）”，向地下注入甲烷与空气的混合物，作为新陈代谢的碳源，以繁殖一种

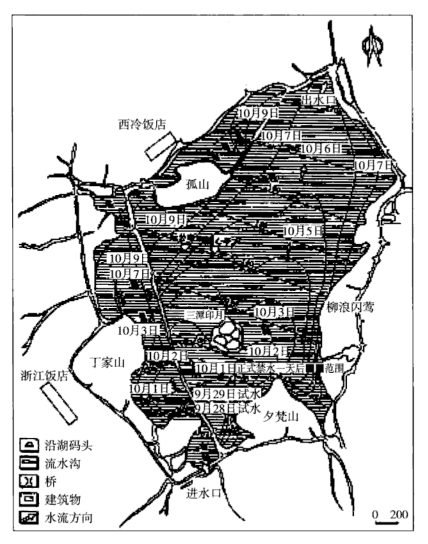


图 9.8 西湖初次换水混合流推进图

微生物，使三氯乙烯降解。混合物注入地下后，在运移的途径上，由于置换了地层水，使电阻率升高，因而可以通过地下（井间）电阻率层析使运移的途径成像。电阻率层析是在 5 个钻孔之间进行的，每一孔内有 21 个电极，从地面到 61m 深度等距发布，两孔之间的地面有 4 个电极。结果发现，注入气体流动途径为复杂的三维通道网，有些通道延伸到距注入井 30m 以外，这些通道在几个月过程中并不稳定，不断有新通道出现，气体注入通道的电阻率随时间而增大。影响微生物繁殖的其他因素还包括大气降水和来自地表的水溶养分。所以，在另一组试验中，水从地面渗入地下并作出渗入前和渗入过程中某一瞬间电阻率差值的图像，这些图像表明，水的入渗也是限于具有三维结构的

狭窄通道，水流受地层渗透率变化（砂和泥的分布）的控制，不过水流通道随时间的变化小。这些通道在图像上表现为低阻带。

美国桑迪亚国家实验室提出一种不尽相同的治理方案，并在南卡罗莱纳州的一个场地进行了试验。该场地也被挥发性的三氯乙烯和四氯乙烯污染。为了治理污染，打了两口水平井，由潜水面以下的井注入空气，而由上面的另一口井抽取污染物，当空气通过地下孔隙时溶解挥发性污染物，再被上面的井抽出。空气在地下的分布会直接影响治理的范围并且影响如何对注入气流进行调节。因此，桑迪亚实验室利用监测井井间地震数据，根据注入气体饱和度变化引起的地震波速变化了解空气的分布。为能提高分辨率，选用井间地震层析成像方法，既减少近地表噪声的影响及与近地表物质有关的衰减，又使震源和检波器更接近目标，减少高频波的能量损耗，高频波波长短而具有更高的空间分辨率。为此，在空气注入前后都作了S波和P波层析。S波震源为频率扫描气动可控震源，用井中三分量检波器。震源和检波孔相距27.4m，孔内测点垂向距离1m。

捷克的一家发电厂也进行过类似的监测，他们为了检查粉煤灰堆放池的施工质量，在未敷设防渗层之前先在池底埋设若干条平行长导线作为检测用的供电电极，然后在其上敷设防渗层。施工结束后向池内放水，将设置在防渗层下的长导线作为供电线路的一个极，另外一个极置于无穷远，在小船上用单电位电极进行测量，在池边用经纬仪测量定位。如果测到高电位异常，即为防渗层破漏处，发现率为94%。

9.1.3　水资源污染的处置

（1）污水处理技术

污水处理，实质上是采用各种手段和技术，将污水中的污染物质分离出来，或将其转化为无害的物质，使污水得到净化。污水中含有各种有害物质和有用物质，如果不加以处理而排放，不仅是一种浪费，而且会造成社会公害。

现代污水处理技术，按原理可分为物理处理法、化学处理法和生物化学处理法三类。

1）物理处理法。利用物理作用分离污水中呈悬浮状态的固体污染物质。方法有：

筛滤池、沉淀法、上浮法、气浮法、过滤池和反渗透法等。

2）化学处理法。利用化学反应的作用，分离回收污水中处于各种状态的污染物质（包括悬浮的、溶解的、胶体的等）。主要方法有中和、混凝、电解、氧化还原、汽提、萃取、吸附、离子交换和电渗析等。化学处理法多用于

处理生产污水。

3）生物化学处理法。利用微生物的代谢作用，使污水中呈溶解、胶体状态的有机污染物转化为稳定的无害物质。主要方法有两大类，即利用好氧微生物作用的好氧法（好氧氧化法）和利用厌氧微生物作用的厌氧法（厌氧还原法）。前者广泛用于处理城市污水及有机性生产污水，其中有活性污泥法和生物膜法两种；后者多用于处理高浓度有机污水与污水处理过程中产生的污泥，现在也开始用于处理城市污水与低浓度有机污水。

城市污水与生产污水中的污染物是多种多样的，往往需要采用几种方法的组合，才能处理不同性质的污染物与污泥，达到净化的目的与排放标准。

（2）污水处理流程

确定合理的处理流程，需要根据污水的水质及水量、受纳水体的具体条件以及回收的有用物质的可能性和经济性等多方面考虑。一般通过实验，确定污水性质，进行经济技术比较，最后确定工艺流程。城市污水的性质以有机物为主，典型处理流程如图 9.9 所示。

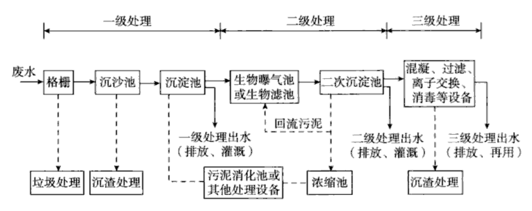


图 9.9 城市污水典型处理流程

9.2 地下固体废物污染的监测和处理

9.2.1 固体废物的特征和分类

9.2.1.1 固体废物的概念

从广义上讲，根据物质的形态，废物可划分为固态废弃物、液态度弃物和气态废弃物三种。不能排入水体的液态废物和置于容器中的气态废物，由于大

多具有较大的危害性，在我国归入固体废物管理体系。因此，固体废物不只是指固态物质和半固态物质，还包括部分液态物质和气态物质。

我国于2004年修订的《中华人民共和国固体废物污染环境防治法》将固体废物定义为"在生产、生活和其他活动中产生的丧失原有利用价值或者虽未丧失利用价值但被抛弃或者放弃的固态、半固态和置于容器中的气态的物品、物质，以及法律、行政法规规定纳入团体废物管理的物品、物质"。同时规定"液态废物的污染防治，适用本法"。

9.2.1.2 固体废物的特征

固体废物具有鲜明的时间性、空间性和持久危害性。

(1) 时间性

随时间的推移，任何产品经过使用和消耗后，最终都将变成废物，如投入使用的食品船头盒、饮料瓶等，平均几个星期就变成了废物；家用电器和小汽车平均7～10a就变成废物；建筑物使用期限虽长，但经过数十年至数百年后也将变成废物。所谓"废物"仅仅相对于目前的科技水平和经济条件而言。随着科学技术的飞速发展，矿物资源的日渐枯竭，生物资源滞后于人类需求，昨天的废物将可能成为明天的资源。例如。煤矸石长期以来是无用的废物，现在可以利用煤矸石供发电厂发电；硫铁矿生产硫酸产生的废渣经过处理后现在可以作为炼铁原料等。

(2) 空间性

废物仅仅相对于某一过程或某一方面没有使用价值，而并非在一切过程或一切方面都没有使用价值。某一过程的废物，往往可用做另一过程的原料，因此，废物具有空间性特征。如粉煤灰是发电厂产生的废弃物，但粉煤灰是生产水泥的原料，对水泥产来说，它是一种优质的原材料；碱性废渣可以用做酸性土壤的土壤改良剂；冶金业产生的高炉渣可用来生产建筑用的水泥；电子废物可以回收各种金属，包括昂贵的重金属。

(3) 持久危害性

固体废物绝大部分是呈固态、半固态的物质，不具有流动性，而且进入环境后，难以被与其形态相同的环境体接纳。因此，它不可能像废水、废气那样可以迁移到大容量的水体或大气中，通过自然界中物理、化学、生物等多种途径进行稀释、降解和净化。固体废物可以通过释放渗滤波和气体进行"自我消化"处理，而这种"自我消化"的过程是长期、复杂和难以控制的。因此，通常固体废物对环境的污染危害比废水和废气更持久，从某种意义上讲，污染危害更大。如堆放的城市生活垃圾一般要经过10～30a的时间才可趋于稳定，而其中的废塑料、薄膜等即使经历更长的时间也不能完全消化掉。在此期间，

垃圾会不停地产生渗滤液和释放有害气体，污染周边的地下水、地表水和空气，受污染的地域还可扩大到存放地之外的其他地方。而且即使其中的有机物稳定化了，大量的无机物仍然会停留在堆放处，破坏土地结构，并导致持久的环境问题。

固体废物还具有一些其他特性，如产生量大、种类繁多、性质复杂、来源分布广泛，并且一旦发生了固体废物所导致的环境污染，其危害就具有潜在性、长期性和难以恢复性。

9.2.1.3 固体废物的来源

固体废物主要来源于人类的生产活动和消费活动，各种生产活动不可能使原料达到100%的利用，在其过程中必然会产生一定量的废物，在自然资源的开采和人类对产品的消费过程中，也会产生各种各样的废物。任何产品经过使用和消耗后，最终都将变成废物。进入生产和生活体系中的物质，仅有10% ~15%以建筑物、工厂、装置、器具等形式积累起来，其余都变成了废物。从宏观上讲，可把固体废物的来源分成两个方面：一是生产过程中产生的副产物（包括残次品、下脚料），称为生产废物；二是产品使用消费后产生的放弃物，称为生活废物。

9.2.1.4 固体废物的分类

固体废物的分类方法有多种，按其组成可分为有机废物和无机废物；按其形态可分为固态废物、半固态废物、液态废物和气态废物；按其对环境和人类健康的危害程度可分为一般废物和危险废物；通常按其来源的不同分为工业废物、城市生活垃圾和农业废物。表9.1列出了各类主要产生源产生的主要固体废物；图9.10为固体废物的分类体系。

表9.1 固体废物的分类、来源和组成

城市生活垃圾	居民生活	指日常生活过程中产生的废物。如食品垃圾、纸屑、衣物、庭院修剪物、金属、玻璃、塑料、陶瓷、炉渣、碎砖瓦、废器物、粪便、杂品、废旧电器等
	商业、机关	指商业、机关日常工作过程中产生的废物。如废纸、食物、管道、碎砌体、沥青及其他建筑材料、废汽车、废电器、废器具，含有易爆、易燃、腐蚀性、放射性的废物，以及类似居民生活厨房类的各类废物
	市政维护与管理	指市政设施维护和管理过程中产生的废物。如碎砖瓦、树叶、死禽死畜、金属、锅炉灰渣、污泥、脏土等

续表

工业固体废物	冶金工业	指各种金属冶炼和加工过程中产生的废物。如高炉渣、钢渣、钢铅镉汞渣、赤泥、废矿石、烟尘、各种废旧建筑材料等
	矿业	指各类矿物开发、利用加工过程中产生的废物。如废矿石、煤矸石、粉煤灰、烟道灰、炉渣等
	石油与化学工业	指石油炼制及其产品加工、化学品制造过程中产生的固体废物。如废渣、浮渣、含油污泥、炉渣、碱渣、塑料、橡胶、陶瓷、纤维、沥青、油毡、石棉、涂料、废催化剂和农药等
	轻工业	指食品工业、造纸印刷、纺织服装、木材加工等轻工部门产生的废物。如各类食品糟渣、废纸、金属、皮革、塑料、橡胶、布头、线、纤维、染料、刨花、锯末、碎木、化学药剂、金属填料、塑料填料等
	机械、电子工业	指机械加工、电器制造及使用过程中产生的废物。如金属碎料、铁屑、炉渣、模具、润滑剂、酸洗剂、导线、玻璃、木材、橡胶、塑料、化学药剂、研磨料、陶瓷、绝缘材料以及废旧汽车、冰箱、电视、电扇等
	建筑工业	指建筑施工、建材生产和使用过程中产生的废物。如钢筋、水泥、黏土、陶瓷、石膏、砂石、砖瓦、纤维板等
	电力工业	指电力生产和使用过程中产生的废物。如煤渣、粉煤灰、烟道灰等
危险废物	核工业、化学工业、医疗单位、科研单位等	主要来自核工业、核电站、化学工业、医疗单位、制药业、科研单位等产生的废物。如放射性废渣、粉尘、污泥等，医院使用过的器械和产生的废物，化学药剂，制药厂废渣、废弃农药、炸药、废油等
农业固体废物	种植业	指作物种植生产过程中产生的废物。如稻草、麦秆、玉米秆、落叶、根茎、烂菜、废农膜、农用塑料、农药等
	养殖业	指动物养殖生产过程中产生的废物。如畜禽粪便、死禽死畜、死鱼死虾、脱落的羽毛等
	农副产品加工业	指农副产品加工过程中产生的废物。如畜禽内容物、鱼虾内容物、未被利用的菜叶、菜梗和菜根、稻壳、玉米芯、瓜皮、果皮、果核、贝壳、羽毛、皮毛等

9.2.2 固体废物污染的检测

许多原有的固体废料处理场地，后来停止使用，就地掩埋。现在从环境调查和治理的角度，需要了解其确切范围和污染状况。还有一些已关闭的工矿企业，它们的地下废弃物，尤其是一些有害、有毒废弃物，都需要加以清理，如果当地准备建新的工程，更需要查明地下废弃物的情况。这里地球物理工作的

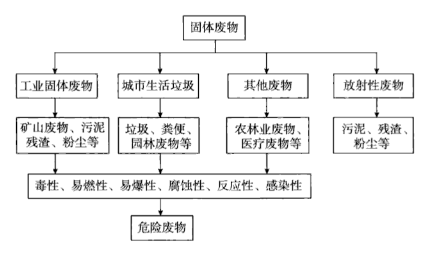


图 9.10　固体废物的分类体系

任务包括：第一，确定废料堆的平面和深度范围；第二，圈定废料堆中的较大型物体，如空罐、盛废料的容器等；第三，测定污染的范围和控制污染的地质构造或人工构筑物；第四，评价地下水的状况。常用的地球物理方法有电（磁）法、磁法、探地雷达等。不同方法的用途不同，见表 9.2。

表 9.2　探测固体废料埋藏场地的地球物理方法的选择

地球物理方法	探测目标							
	位置	范围	上隔离层	下隔离层	堆积厚度	单个物体	渗漏通道	污染范围
磁测	+	+	−	−	−	+	−	−
电剖面法	+	+	+	−	−	+	+	+
电测深法	*	*	+	+	+	−	*	+
激发极化法	*	*	−	−	*	*	*	*
自然电场法	*	*	−	−	−	*	*	*
电(磁)法(频时域)	+	+	*	*	+	+	*	+
探地雷达	*	+	+	−	−	+	−	−
地震折射法	*	*	−	+	+	−	+	+
地震反射法	−	−	−	*	*	−	*	+

注：+表示适用；*表示用途有限；−表示不适用。

下面简要介绍各种方法在探测固体废料埋藏中的应用。

9.2.2.1　磁法

生活垃圾和工业废料中往往含有铁磁性物质，许多工业废料又常常装在铁

质容器中埋藏，这是使用磁法探测地下固体废料的前提。例如在爱尔兰的基尔代尔郡有一个有毒废料处理场，据估计有 180000m^3 废料，含有氰化物、砷、汞、钾、铅、磷等，大多数废料装在金属筒中。利用磁测结果，根据变化剧烈的高频磁场特征圈出金属筒，其异常超过 3000nT，而两侧的背景值变化很小。

9.2.2.2 直流电法

研究表明，固体生活垃圾的电阻率在 $n \sim n \times 10\Omega \cdot m$ 范围内，而其淋滤液的电阻率则常小于 $10\Omega \cdot m$。因此，用电剖面法圈定生活垃圾时，垃圾堆一般表现为低电阻率，而且最低值在中心部位，朝边缘则不断增大。尽管生活垃圾成分非常复杂，但电阻率的发布却往往是渐变的，这可能是因为单个的导电物体太小，不足以形成单独的异常。它们的电场形成一个总体上均匀的异常场，几乎所有的生活垃圾堆都具有这样的特征。

一般认为，不仅是生活垃圾中的固体组分使电阻率降低，而且淋滤液和渗入液也起到同样的作用，这可能是生活垃圾中含有盐分所致。因此，电剖面法可以成为圈定垃圾场地横向范围的手段。垂向电测深可以作为电剖面法的补充，通过电阻率的垂向分布查明废料场地的地质断面、废料层的深度和厚度。

9.2.2.3 电磁法

电磁法的结果与直流电法近似，然而电磁法工作效率更高、成本更低。从原理上讲，电磁法也是记录由废料或地质构造引起的电阻率差异，然而它的优点是横向分辨率更高，尤其是针对陡倾、延伸大的小构造。电磁法易于圈定废料堆、非铁金属和含盐淋滤液。其穿透深度取决于频率，最适用的频率为 800 ~ 7000Hz，超过 15kHz 的频率难以穿过粘土质的屏蔽层。其中可以应用的方法有探地雷达和瞬变电磁法。

9.2.2.4 应用实例

(1) 河北保定一垃圾场检测

探地雷达各测线上异常明显，相邻剖面上有较好的异常对应关系。剖面上波形均匀平稳，同相轴连续的区域为未被污染区，反之波形变化较大，电磁波反射强烈的区域为污染区。异常反映越强，污染越严重。根据垃圾场电性特征，被污染的垃圾电阻率为 $1 \sim 10\Omega \cdot m$，相对介电常数约为 5 ~ 40，电磁波传播速度在 0.047 ~ 0.13m/ns。在本测区垃圾渗漏液污染较为严重，电阻率值较低（小于 $10\Omega \cdot m$），故电磁波传播速度约为 0.078m/ns，这样探地雷达探测的污染区最大深度约为 15m，并用波浪线区分污染与未污染区域（见附图 33a）。

高密度电阻率法剖面上，自上而下视电阻率异常从低到高，从 $5\Omega \cdot m$ 变

化到25Ω·m，且逐渐过渡。15Ω·m的视电阻率等值线指出了垃圾渗漏污染的界线，大于15Ω·m的等值线为临界区，小于15Ω·m的等值线为污染区（见附图33b）。为了了解测区内地下的污染状况，在定性分析的基础上给出垃圾渗漏液污染分区，指出了严重污染区、污染区、临界区和未污染区。

（2）新废料场的选址

废料场的选址主要考虑废料的淋滤液是否会污染地下水，所以要了解废料场和含水层之间是否存在水力通道。常用的场地评价方法是地质填图和抽水试验，测量通过岩石的流量，以了解淋滤液运移的可能性。这种方法的缺点是只能获得有限面积上的少量信息，而对周围的情况了解不够。虽然许多废料场具有防渗衬砌，但随着时间的推移，衬砌也会渗漏和损坏，所以防止污染液体的运移仍然是很重要的。在废料场选址工作中可以采用地球物理的方法，如磁测、直流电法、电磁法、地震法和井中地球物理方法等。

（3）有害废料熔融治理中的电阻率法

美国某国家实验室对埋藏放射性和有害废料采取了一种就地熔融的治理方法，它是在污染土壤的周围按方格网布置四个电极，将土壤和废料熔化为化学上均匀的、耐久的玻璃——微晶质物体，使之不易淋滤。在高温下（1300～2200℃）产生的气体和微粒则被导入废气处理系统。这种方法的问题在于熔化的过程不易掌握，供电要足够长使所有废料都能熔化才行，因此需要一种遥测方法来监测熔化的范围。采用了井间电阻率层析技术，测试结果共得到了三套数据：熔化前的背景值，熔化电源刚刚切断后的熔化值（熔化体可保持液体数日），熔化过去数月后恢复到室温后所取的值。该方法清楚地反映出熔化过程及熔化过后的“熔融带”状况。熔融过程中的温度分布很不均匀，高导熔融体外包着一层薄而高阻的晕圈，是由土壤完全脱水造成的。高阻层外又围着中等导电程度区，那里的土壤温度还不到100℃。电阻率层析虽不能给出熔融体内的详细结构，但确定熔融体的横向和深度范围是相当有效的，而且成本很低。研究还表明，最好采用频率几十至几百千赫的电磁法来代替直流电法，以便克服高阻晕圈的屏蔽。

9.2.3 固体废物的处理

固体废料（或称废物）的处理是指将固体废物经过物理、化学或生物学等途径，达到减量化、无害化或部分资源化，以便于运输、利用、贮存或最终处置的过程。处理并非彻底消除了固体废物的危害，只是部分解决问题。按所用处理方法的原理可分为物理处理、化学处理、生物处理、热处理和固化处理。

(1) 物理处理

通过浓缩或相的变化改变固体废物的结构，且不破坏固体废物的化学组成，使之成为便于运输、贮存、利用或处置的形态。固体废物的物理处理通常作为后续处理处置或资源化前的一种须处理过程，常用的有压实、破碎、分选、浓缩、脱水等。

压实是利用机械的方法增加固体废物的聚集程度，增大容重和减小体积的过程。进行固体废物压实处理的机械称为压实器。固体废物的破碎过程是减少其颗粒尺寸，使之质地均匀，降低孔隙率和增大容重的过程。固体废物的分选是指依据固体废物的粒度、密度、磁性、电性、光电性、摩擦性、弹性和表面润湿性等的不同，将其中可回收利用或不利于后续处理处置工艺要求的成分分离出来的过程。固体废物分选按其性质的不同可分为：筛分、重力分选、磁力分选、电力分选、光电分选、摩擦及弹性分选和浮选等。固体废物浓缩是含水量很高的废物（如污泥）在进行脱水前的预处理。其目的是去除污泥中的间隙水，减小污泥的体积。常用的浓缩方法有重力浓缩、离心浓缩和气浮浓缩。对于含水率高的固体废物如污泥，为便于其后续处理处置和资源化，必须对其进行脱水处理。常见的脱水处理为真空过滤脱水、压滤脱水和离心脱水。脱水后，有些处理和资源化工艺要求对固体废物进行干燥处理。

(2) 化学处理

采用化学方法破坏固体废物中的有害成分从而达到无害化，或将其转变成适于进一步处理处置的形态，使固体废物发生化学转化从而回收物质和能源的处理方法。此类方法适于处理所含成分单一或所含几种化学成分特性相似的废物，包括中和、氧化-还原、化学沉淀和化学溶出等方法。

中和是根据酸碱中和原理和质量守恒定律，可以将固体废物的 pH 调整到可接受的范围或中性。主要用于化工、冶金、电镀与金属表面处理等工业中产生的酸、碱性泥渣。氧化-还原是通过氧化-还原化学处理，将固体废物中可以发生价态变化的某些有毒成分转化为无毒或低毒，且具有化学稳定性的成分，以便后续处理处置和进行资源回收。化学沉淀是工业废水（如电镀废水、制革业中的合格废水等）中的重金属通常采用添加化学试剂如碱、络合剂等使之产生化学沉淀而去除。例如，用生石灰、氧化镁或苛性钠提高溶液的 pH，使金属离子的溶解度降低，并形成金属氢氧化物沉淀。化学溶出是将固体废物加入液体溶剂内，使废物中的某一种或几种有用的金属溶解于液体溶剂中，以便后续工序从溶液中提取有用金属。该法在固体废物有用金属的回收中经常使用，如可用盐酸溶出固体废物中的铬、铜、镍、锰等。

(3) 生物处理

利用微生物分解固体废物中可降解的有机物，从而达到无害化或综合利用的目的，或通过一些特异性微生物的作用，使固体废物性质发生改变，有利于有害成分的溶出。与化学处理相比，生物处理比较经济，现已被广泛用于固体废物的处理。按其对氧气的需求程度分为厌氧处理、兼性厌氧处理和好氧处理。固体废物实际处理中常用的生物处理方法有沼气发酵、堆肥、生物溶出。

沼气发酵是有机物质在厌氧条件下，经微生物的分解作用而产生沼气的过程。适于进行沼气发酵的固体废物是有机物含量较高的有机固体废物，如人畜的粪便、污水处理厂的污泥、城市有机垃圾、作物的秸秆等。产生的沼气是清洁的能源，沼液和沼渣可作为饵料、肥料，沼渣可作为食用菌的栽培基质。

堆肥分厌氧堆肥和好氧堆肥两种。好氧堆肥应用最为普遍，是有机废物在好氧微生物作用下，发生降解，并同时使有机物发生生物稳定作用（向稳定的腐殖质方向转化）的过程。好氧堆肥过程中能产生55℃以上的高温，持续时间可超过1周，能杀灭寄生虫卵和病原菌等。堆肥的原料与沼气发酵相同，堆肥的产品可用作园林花卉的基质和有机肥。

生物溶出，常见的有生物沥浸（以前也称为生物淋滤或生物沥滤处理），主要是利用嗜酸性硫杆菌在氧化无机物质如亚铁和还原性硫的过程中产生的氧化作用并导致介质pH值下降，而使固体废物中的重金属活化、溶解进入溶液中，经过脱水即可除去固体废物中的重金属溶液中的重金属可回收利用。目前，南京农业大学已成功采用该方法处理制革污泥和城市污泥，因为该方法还同时具有对污泥的调理作用，极大地改善污泥的脱水性能。

(4) 热处理

通过高温破坏和改变固体废物的组成和结构，以同时达到减量化、无害化和资源化的目的，包括焚烧、热解、焙烧、烧结和湿式氧化等。焚烧是对固体废物进行有控制的燃烧，并获得能源的一种资源化方法。固体废物经焚烧处理能同时达到减量化、无害化和资源化。固体废物的焚烧在焚烧炉中进行，焚烧炉的种类主要有炉排式、流化床和回转窑焚烧炉等几种。热解是大多数有机化合物具有热不稳定性，在缺氧与高温条件下发生裂解，形成分子质量较小的气态、液态和固态产物的过程。产生的气态产物和液态产物可作为燃料气和燃料油。适于热解处理的固体废物有废塑料、废橡胶、城市垃圾、农业固体废物及污泥等。

(5) 固化处理

采用惰性的材料（固化基材）将有害废物固定或包覆起来以降低其对环境的危害，因而能较安全地运输和处置的一种处理过程。适于固化处理的固体废物主要是危险废物和放射性废物，它常是危险废物和放射性废物进行安全填埋或浅（深）地层埋藏处置前的预处理。按使用的固化剂的不同分为水泥固化、沥青固化、塑料固化和玻璃固化等。

9.3 放射性污染的监测与处置

9.3.1 放射性废物来源与分类

在当今的世界上核能的利用极为广泛。核电站会产生大量的放射性废料，核泄漏事故也时有发生。核武器试验形成放射性散落物。铀矿和一些有色、稀有、稀土、磷等矿产的开采和选冶导致大面积的放射性污染。放射性源在工业和医疗等许多方面有着广泛的用途，由于管理不善，常被当作一般的废料而丢弃。某些建筑材料中也可能含有放射性元素，造成放射性污染。这一节将介绍环境地球物理方法在这些放射性污染监测与防护中的应用。

(1) 放射性废物来源

放射性废物又称核废料，按照国际原子能委员会的定义，放射性废物是指放射性浓度或活度大于国家主管部门所规定的“豁免量”，并预计将来不再被利用的含放射性核素或被放射性核素污染的任何物质。由此可见，放射性废物可以产生于任何应用放射性核素的单位，但主要产生于核燃料循环的各个环节。

广义核燃料循环由许多环节组成，概括地说，它包括铀矿的普查勘探，矿石的开采，铀化学浓缩物的提纯，^{235}U 的浓集，燃料元件的制造（以上为核燃料制造阶段），堆内运行（使用阶段），卸出元件的运输，化工后处理以及放射性废物的处置等。放射性废物的最终处置是核燃料循环中的最后一个环节（核燃料循环的主要环节及其放射性废物如图 9.11 所示）。

与核燃料循环的各个环节相对应产生的放射性废料，是放射性废物的主要来源。低、中水平放射性废物还可来自工业、农业、医药及研究部门；而高水平放射性废物，则主要来自化工后处理厂和反应堆的乏燃料。具体地说，放射性废物主要来自以下五个方面——核燃料的制造、使用及后处理等阶段，核设施退役，研究实验室，有关工业部门，医疗部门。

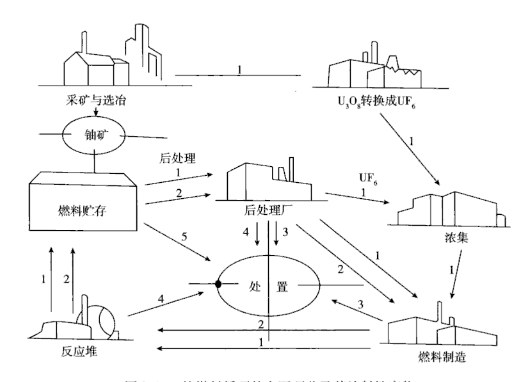


图 9.11 核燃料循环的主要环节及其放射性废物

1—U 循环；2—Pu 循环；3—α 废物；4—β－γ 废物；5—弃用

（2）放射性废物分类

在不同的国家或部门，对放射性废物的分类不尽相同。但大体上考虑的是以下几个方面：按其放射性强度可分为低放、中放和高放废物；按其半衰期可分为短寿命、中寿命和长寿命放射性废物；按其物理性状分为气载废物、液体废物和固体废物；按燃料的循环过程分为乏燃料、超铀废物、高放废物、低中放废物、已退役的核设施废物、铀选矿厂废物和气体放射性废物。

中华人民共和国国家标准《放射性废物分类》（GSB 9133—1995）包括：主题内容与适用范围、术语、放射性废物分类构架及其分级标准等。

制定放射性废物分类标准的主要原则包括如下几个方面：①首先确定放射性废物的范畴，规定了各种废物的放射性浓度 A_v（或比活度 A_m）的下限值；②然后按放射性废物的物理性状进行第一级分类，分为气载废物、液体废物和固体废物三类；③对放射性气载废物和液体废物均按其放射性浓度水平作为第二级分类，气载废物分为低放、中放、两个等级，液体废物分为低放、中放、高放三个等级；④对固体废物，以其所含放射性核素的半衰期长短和固体的放射性比活度水平作为并列的二级分类，交叉使用。固体废物的放射性比活度用 Bq/kg 表示。按上述原则给出的放射性废物分类系统见表 9.3。

表 9.3 放射性废物分类表

<table>
<tr><td colspan="2">类别</td><td>级别</td><td>名称</td><td colspan="4">放射性物质浓度 $A_v/(Bq \cdot m^{-3})$</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">气载废物</td><td>Ⅰ</td><td>低放</td><td colspan="4">$A_v \leq 4 \times 10^7$</td></tr>
<tr><td>Ⅱ</td><td>中放</td><td colspan="4">$4 \times 10^7 < A_v$</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="3">液体废物</td><td>Ⅰ</td><td>低放</td><td colspan="4">$A_v \leq 4 \times 10^6$</td></tr>
<tr><td>Ⅱ</td><td>中放</td><td colspan="4">$4 \times 10^6 < A_v \leq 4 \times 10^{10}$</td></tr>
<tr><td>Ⅲ</td><td>高放</td><td colspan="4">$4 \times 10^{10} < A_v$</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td colspan="4">放射性比活度 $A_m/(Bq \cdot kg^{-1})$</td></tr>
<tr><td rowspan="5">固体废物</td><td colspan="3">半衰期</td><td>$\tau \leq 60d$</td><td>$60d < \tau \leq 5a$</td><td>$5a < \tau \leq 30a$</td><td>$\tau > 30a$</td></tr>
<tr><td>α 废物</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>$A_m > 4 \times 10^6$</td></tr>
<tr><td rowspan="3">非 α 废物</td><td>Ⅰ</td><td>低放</td><td>$A_m \leq 4 \times 10^6$</td><td>$A_m \leq 4 \times 10^6$</td><td>$A_m \leq 4 \times 10^6$</td><td>$A_m \leq 4 \times 10^6$</td></tr>
<tr><td>Ⅱ</td><td>中放</td><td>$4 \times 10^6 < A_m$</td><td>$4 \times 10^6 < A_m$</td><td>$4 \times 10^6 < A_m$</td><td>$4 \times 10^6 < A_m \leq 4 \times 10^{11}$</td></tr>
<tr><td>Ⅲ</td><td>高放</td><td></td><td></td><td>$4 \times 10^{11} < A_m$</td><td>$4 \times 10^{10} < A_m$</td></tr>
</table>

9.3.2 放射性污染的监测方法

9.3.2.1 核事故污染的监测

核事故往往造成的污染范围很大，而且给人民生命和国民经济带来巨大的损失，引起全世界的关注。针对核事故的地球物理监测工作大体上可分为两大部分：一是在核事故发生后开始的大区域快速监测工作，及时了解逐日的污染扩散范围和方向并采取相应的防范对策；二是对所有核设施的长年监测工作，以便一旦发生事故时，能够了解原有的放射性背景以及追踪事故后污染逐步消除的过程。

（1）切尔诺贝利核事故监测

早在核电站建成之前，苏联的乌克兰科学院从 20 世纪 60 年代初期就通过在基辅的监测站对基辅周围地区（包括切尔诺贝利地区）进行长期放射性环境监测。监测的参数包括 γ 辐射背景值（用辐射仪测量）、散落物的放射性活度测量（用面积 40cm ×40cm 的平底盘采集，盘底铺一张浸泡过甘油的滤纸，采集持续两周，采集的样品放在瓷坩埚内在电热炉中加温到 500℃ 灰化，然后测定其 β 辐射强度）、土壤放射性污染检测（在地表下 5cm 深处用正方形取样器 10cm ×10cm 取样，样品风干、磨碎、过筛后，测定其 β 辐射强度）。

事故发生前，γ 辐射剂量率为 10 ~ 12μR/h（背景值），1986 年 4 月 26 日发生事故后，4 月 30 日升高到 5mR/h，比背景值高约 500 倍。在随后几天内 γ

辐射值变化强烈，与放射性物质的继续泄漏和天气变化有关。5 月 9 日在反应堆再次爆炸后，γ 辐射也再次出现高峰。1986 年底，γ 辐射降低到 50μR/h，1992 年（监测经过公布前）再次降低为 16～18μR/h，接近事故前的背景值。

土壤中的 β 放射性活度（按土壤质量计）在事故前为 550～740Bq/kg，事故后升高到 29600Bq/kg。事故前放射性 ^{90}Sr 的质量活度为 3.7～22.2Bq/kg，事故后升高了 10 倍。

为了了解污染的区域分布，瑞典地质调查所动用了两架地球物理专用飞机，在 150m 的高度上进行了航空 γ 能谱测量，1986 年 5 月 1～6 日的测量结果如图 9.12 所示。在 Gavle 附近发现明显的高值。后几天的调查重点移向瑞典南部，以了解是否可以允许奶牛吃该地春天新生的牧草。5 月 5～8 日在瑞典其他地区用 100km 线距的东西向测线覆盖，发现污染区不断向瑞典－挪威

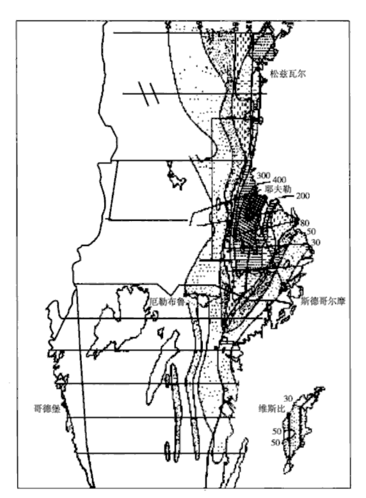


图 9.12 瑞典航空 γ 射线照射量率等值线图

（照射量率单位为 μR/h）

边界的方向扩大。从 5 月 9 日 ~6 月 9 日整个瑞典用 50km 线距的航空测量覆盖，在一些异常区测线加密到 2km。苏联在 1986 年 4 月 28 日以后，在国内面积为 527400km 的区域内进行过比例尺为 1∶10 万、1∶20 万、1∶50 万的航空 γ 能谱测量，以监测放射性污染弥散的区域。

(2) 追踪核动力卫星

由于卫星在进入大气层后解体成多个碎片，因此监测工作要在降落轨道周围广阔地区内进行，主要依靠航空 γ 能谱测量，发现异常后再进行地面检查。

苏联的用核反应堆作动力的宇宙 -954 卫星 1977 年底 ~1978 年初在加拿大西北部陨落。1978 年初加拿大国防部和美国能源部合作，追踪卫星陨落的碎片在加拿大的散落位置。首先根据计算机预测的卫星陨落轨道，划出一条长 800km、宽 50km 陨落区域，由大奴湖东端至哈德逊湾附近的贝克尔湖，并将其分为 14 段。用 4 架 C -130Heracles（大力神）飞机，以 1.853km 的线距、500m 的离地高度作了航空 γ 能谱测量。加拿大地质调查所的能谱系统首先在大奴湖东端冰上的一号地段探测到放射源，到 1 月 31 日对全区作了普查，发现所有放射性碎片落在一个 10km 宽的带内，在该带内又以 500m 线距和 250m 离地高度作了详查。鉴于大力神飞机的飞行高度不可能再进一步降低，还采用了一套直升机探测系统，在 9 号地段的冰上发现许多弱的放射源，它们都是在大力神的飞行高度上所不能发现的，后来对这些小片的分析表明它们是反应堆芯的一部分。此后，直升机系统又在沿大奴湖南岸一带发现了更多的放射性碎片（图 9.13），这些碎片随北风飘向预订轨道的南侧。到 3 月底又在大奴湖的冰上作了一次系统的直升机 γ 能谱测量，数据分析进一步证明反应堆芯在进入大气层后已全部解体。同年夏天，加拿大原子能监控管理局做了进一步的监测和清理工作，以保证清除所有的有害物质，共回收约 3500 枚碎片，最远的在卫星轨道以南 480km。

9.3.2.2 矿山探采和选冶污染的监测

除了铀矿床外，许多有色金属、贵金属、稀有金属、稀土元素和磷矿床等也都伴生有大量放射性元素，对这些矿床的勘探、开采、选矿和冶炼都会导致放射性污染。为了清除这些污染，了解清除的效果，都需要进行监测。

(1) 尾矿场地的污染与监测

在地质勘探阶段，矿床虽未交给工业部门开采，但是在勘探过程中使用了水平巷道、竖井和浅井等工程，使矿区受到天然放射性元素的污染。在矿床开采过程中，矿石和废石的堆放与运输造成更大面积的污染，选冶过程中产生的尾矿和炉渣也是不可忽视的污染源。

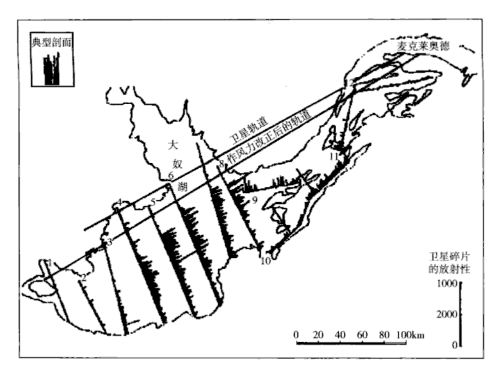


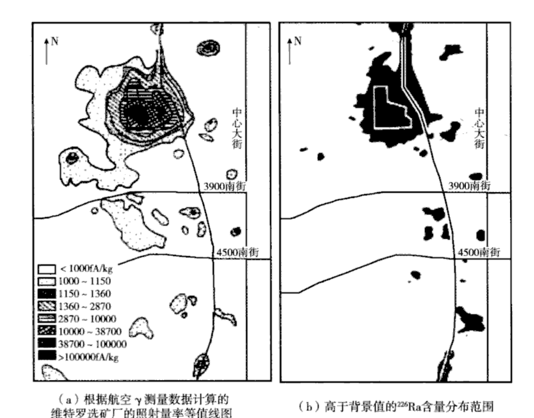
图 9.13 大奴湖地区由宇宙－954 卫星放射性碎片引起的 γ 射线总计数的分布

1979～1980 年美国能源部在盐湖谷作了航空放射性测量，以便划定尾矿场地范围，并指导地面调查。测量系统安装在直升机上，探测器由 20 个 NaI 晶体组成，每个体积 645.7cm^3，航高 46m，线距 76m。根据测量数据绘出了照射量率等值线图，如图 9.14（a）所示和高于背景值的^{226}Ra 含量分布范围图，如图 9.14（b）所示。背景照射量率变化于 430～645fA/kg（1μR/h = 71.667fA/kg）之间。尾矿堆的照射量率最高超过 1×10^5fA/kg。在尾矿堆以北有两个照射量率偏高的突出部分，西面的一个据认为是由尾矿受风吹动造成的，东面的一个沿铁路分布，可能由测量时正在运输的放射性物质或由沿铁路运输散落的矿石或尾矿引起。沿铁路的其他辐射异常据推测也是由散落物引起的。

利用此次航空放射性测量数据，盐湖城卫生局和犹他州卫生厅划定出 14 个此前未知的放射性异常区，地面检查发现 9 个地点属于铀选矿厂的尾矿、1 个是铀矿石、3 个是放射性炉渣，还有 1 个是储存的选矿设备。在 20 世纪 80 年代初查出的这些污染地段都得到了清理。

（2）采煤和燃煤的污染及监测

许多重要的采煤区在采煤过程中形成大面积的放射性污染。例如，德国的鲁尔矿区发现，由煤矿抽向地面的水中^{226}Ra 含量所导致的活度浓度达 13 kBq/m^3，流入地下坑道中的水达 63kBq/m^3。鲁尔区所有煤矿每年抽出的水含



(a) 根据航空 γ 测量数据计算的维特罗选矿厂的照射量率等值线图　(b) 高于背景值的 ^{226}Ra 含量分布范围

图 9.14 盐湖谷航空放射性测量

^{226}Ra 导致的总活度共 37GBq。在地面上放射性污染的分布在很大程度上与水的化学成分有关，共有两类含镭的水，A 类含硫酸盐甚少或不含硫酸盐，但含 Ba^{2+} 离子；B 类水含大量硫酸盐，但不含 Ba^{2+} 离子。在 B 类水中镭不沉淀，而 A 类水中的镭，当其与硫酸盐混合后，镭与钡同时沉淀，形成放射性沉积物。很多煤矿已采煤百年以上，在矿山废水流经之处形成很厚的沉积层，质量活度达 150kBq/kg，并导致土壤和植物的污染，土壤质量活度由 0.2 ~ 31kBq/kg，在水道两侧的新鲜植物中含 ^{226}Ra，其质量活度达 1kBq/kg。

目前世界上许多发展中国家都以煤作为主要能源，因此粉煤灰成为一种量大面积的放射性污染源。据联合国原子辐射效应科学委员会（UNSCEAR）的统计，一个每天烧煤 10t 的热电厂，向大气释放的 ^{238}U 放射性活度达 1850kBq，一个 1000MW 的热电厂每年排放粉煤灰 5×10^5t，其中 1.4×10^5t 排入大气。调查表明，在热电厂周围由于粉煤灰放射性引起的癌症死亡率比在核电站周围高 30 倍。

(3) 石油开采及运输中的放射性污染和监测

石油开发过程中的放射性污染主要来自放射性测井。在测井中使用的放射

性物质主要有中子源、同位素等，如镅铍（^{241}Am－Be）中子源，^{137}Cs，^{226}Ra，^{131}Ba，^{131}I，^{113}Sn，^{113}In 伽马源等。测井过程中的放射性污染主要是因操作不当造成的，如：由于操作不慎，配置的活化液溅入外环境；在开瓶分装、稀释及搅拌过程中，有^{131}I 气溶胶逸出，造成空气污染；在向注水井注入^{131}I 活化液时，由于操作不当，造成井场周围的表面污染；测井过程中玷污井管和井下工具等。

在石油化工生产中，承压设备（如锅炉炉管、液化气球罐、液化气槽车、承压容器、管线等）的探伤、液位控制、液位测量、密度测定、物料剂量、化学成分分析及医疗中的透视、拍片、疾病治疗等，广泛地采用了放射技术。在料位、液面、密度、物料剂量、化学成分分析方面的放射性同位素源的剂量、活度一般是几个毫居里（mCi❶），很少超过 1000mCi。不过，在正常工作情况下，不论是从事工业探伤的人员还是同位素仪表操作人员，身体健康均不会受到放射性损伤。

油田上放射性污染面积大的地方，甚至可以在 1∶50 万的航空 γ 能谱测量中反映出来，污染物以镭及其衰变产物为主，铀、钍含量不超过土壤的背景值。该企业用路线汽车能谱测量在斯塔夫罗波尔边区测过的 40 个油气田，其地表全被放射性废料污染，发现 300 多个污染地段，γ 射线照射量率为 60～3000μR/h，其中大部分在 100～1000μR/h 范围内。

（4）磷肥的放射性污染及监测

在天然环境中磷和铀之间有着稳定的共生关系，磷肥的原料——磷矿石含有偏高的铀，磷肥的副产品中则含有较多的铀衰变产物，这些都会给磷肥厂周围的环境造成放射性污染。

在西班牙西南部奥迭尔河和廷托河汇合入海处附近有一个大型磷酸厂，用于制造磷酸盐肥料，其原料为磷灰岩，含有大量铀系放射性核素。在西班牙生产磷酸的方法是用硫酸来处理原岩，在此过程中形成硫酸钙沉淀（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$），称为磷石膏，这种副产物或者直接排入奥迭尔河，或者堆在厂房周围。因此，需要估算该厂每年排入周围环境的核素数量。此外，还测定了西班牙西南部几种商品肥料的放射性元素含量，以估计其对农田的放射生态影响。

所有的调查工作均基于测定固体和液体样的 U 同位素、^{226}Ra 和^{210}Po 及^{40}K 的含量。知道每年产出的磷石膏量及其中 U，^{226}Ra，^{210}Po 的质量活度平均值，得出工厂附近每年排出的 U 同位素总活度约 0.6TBq，^{210}Po 总活度为 1.8TBq，^{226}Ra 总活度为 1.8TBq，各种放射性核素总量的 80% 存留在磷石膏堆中，其他

❶ 1mCi＝37×10^{6}Bq。

直接排入奥迭尔河，存放的磷石膏也逐渐被水溶解流入河中。到达廷托河的水 ^{238}U 活度浓度为 40Bq/L，^{226}Ra 为 0.9Bq/L，^{210}Po 为 9Bq/L。为研究河流的污染，还取了水系沉积物样，样品湿重数千克，烘干、磨碎、混合后在高纯锗探测器上测量，探测器覆盖 10cm 厚的铅屏，内有 2mm 的铜衬，以便测得较低的质量活度。

磷肥厂的环境放射性污染在我国亦有发现。核工业总公司在上海市郊进行航空 γ 能谱测量时，曾发现 10×10^{-6} 的铀异常，是背景值的 45 倍，经查是由化肥厂的磷矿粉引起的。

9.3.2.3 建筑材料的放射性污染及监测

除了房屋地基的岩石、土壤会逸出氡外，建筑材料中也可能含有某些放射性元素，因此也可能成为放射性污染源。当建筑材料中镭的质量活度高于 37Bq/kg 时，会成为室内空气中氡的重要来源。有些地方用工业废料作为制造建筑材料的原料，可能将工业废料中的放射性污染物带入室内。例如利用粉煤灰或煤渣制造建筑材料曾被认为是废物利用的好办法，但是当煤的放射性元素含量偏高时，会导致严重的后果。我国核工业总公司曾经对石煤渣所建房屋的室内吸收剂量率做过调查，发现石煤渣砖房屋的 γ 辐射吸收剂量率比对照组的房屋高出 3～9 倍。我国用白云鄂博尾矿、矿渣做原料制造水泥的工厂，用其生产的水泥建造的房屋时室内氡的浓度比对照组高出 4～6 倍。而美国对常用建筑材料放射性的调查结果表明，木材辐射出的氡最少，混凝土最多。

我国居民住宅多用砖作建筑材料，其中放射性 ^{40}K 质量活度最高为 148Bq/kg，Ra 为 37～185Bq/kg，钍为 37～185Bq/kg。对于天然建筑材料，建材行业标准（JC518－93）将其分三类，见表 9.4。

表 9.4 我国天然建筑材料核辐射分级标准

级别	辐射当量浓度/($Bq\cdot kg^{-1}$)	应用范围
A	>350	可用于任何建筑
B	351～700	可用于居室内饰面以外的任何建筑
C	701～1000	可用于建筑物的外饰面

俄罗斯勘探地球物理研究所提出用以下参数对建筑材料的辐射室内居民辐射剂量进行监测。

9.3.2.4 核废料处理场地的选址和勘察

各国根据自己的条件来选择适于储存核废料的地质体，但迄今研究得最多的是两种：盐体和深成结晶岩体。盐体被认为是储存核废料得最好地质介质，

其优点是未经破坏的盐层干燥，盐体中产生的裂隙易于愈合，盐比其他岩石更易吸收核废料释放的热，盐屏蔽射线的能力强，盐的抗压强度大，而且一般位于地震活动少的地区。而另外一些国家，因为各自的地质条件，主要研究利用深成结晶岩储存核废料。如加拿大和瑞典等国家，大部分领土属于前寒武纪地质，它们研究的对象包括片麻岩、花岗岩、辉长岩等。这些岩体能否储存核废料主要取决于其中地下水的活动情况。由于结晶岩中地下水的唯一通道是裂隙，所以圈定裂隙带并研究其含水性是重要的任务。在具体选择储存场地时考虑以下几个条件：地势平坦、因而水力梯度小，主要裂隙带不要穿过场地，小裂隙带应尽可能少，要避开可能有矿的地点。

其他研究的地质体还有粘土、玄武岩、凝灰岩、页岩、砂岩、石膏，碳酸盐也是可以考虑的目标。一般来说，碳酸盐岩是不适合的，但由不透水岩石包围的碳酸盐岩透镜体是值得研究的。除了陆地上的地质体外，对海底岩石的研究也已经开始。

（1）盐体选址勘察中的地球物理工作

A. 盐体普查

为了储存核废料，首先要了解盐层的深度、厚度和构造，圈出适合储存的盐体，一般倾向于把核废料储存在盐丘里。

重力测量。重力法对盐丘能进行有效的勘察。盐的密度稳定，为 $2.1\times10^3\text{kg/m}^3$，往往低于围岩（$2.2\times10^3\sim2.4\times10^3\text{kg/m}^3$），在盐丘上可测到 $n\times10\sim n\times100$g. u. 的重力低。当盐丘上部有厚层石膏时，由于石膏密度大，结果形成弱重力低背景上的重力高。当盐丘为致密火成岩环绕（火成岩在盐丘形成过程中侵入）时，则在重力低的边缘出现环状重力高。盐丘表面起伏可用高精度重力和地震测量综合研究。当盐丘地区的重力场非常复杂时（重力场为盐上、盐下层位、盐层和基底的综合反映），采用最小化法进行解释：首先根据地质－地球物理资料提出模型，然后自动选择与观测重力异常最吻合的模型曲线，使两者偏差的平方和等于最小值。

电法测量。盐比围岩电阻率高，是电性基准层，以往盐层构造用直流电测深研究，近年来则愈来愈多地采用大地电流法和磁大地电流法。采用大地电流法确定盐体埋藏深度时，利用大地电流平均场强与盐层深度之间的统计关系，因此要掌握少量钻探和地震资料。平均场强的高值区对应于盐丘和盐垣，这样圈出的局部构造很多已被地震或钻探所证实。

地震测量。在构造比较简单的沉积岩区地震反射和折射法探测盐层起伏是很有效的。例如丹麦为储存核废料选择的莫尔斯盐丘，其位置和形态就是根据反射面的分布确定的。在某些情况下地面地震法只能确定盐丘顶部平缓部分的

位置。而侧壁的形态和位置难以确定，这可以采用井中地震。

总之，在选址时，为了研究盐层构造，一般先利用重力和电法，两者结合起来能更详细地确定盐层构造在平面上的大小和形态。根据重力和电法结果布置地震测网，通过地震法可准确确定盐体深度，而利用井中地震则可准确确定盐体侧壁的位置和形态。

B. 研究盐体的内部结构

为了确定盐体是否适应于储存核废料，必须研究盐体内部结构，即其所含杂质（夹层）数量、含水性和裂隙发育程度。

确定杂质（夹层）的数量。盐的相对纯度是影响其能否储存核废料的一个重要因素，杂质的出现会使盐层的抗压强度减小，屏蔽射线的能力降低。盐体所含杂质包括泥质组分、石膏等，泥质组分有的形成单独的夹层，有的与盐混在一起，形成泥盐。美国得克萨斯州的帕洛杜罗盆地用天然 γ 测井和密度 γ－γ 测井评价了中上二叠系盐层的纯度。γ 射线强度与泥质含量有关，因为泥质组分中的钍量较高。γ－γ 测井求得的密度则与石膏的百分含量之间存在着线性相关关系。计算了每个钻孔每个盐层的 γ 强度平均值。不到 30ft[1] 的夹层，其 γ 强度与盐层一起平均，当夹层厚于 30ft 时，就把盐层作为两个单独的层处理，据此编制了不同旋回的 γ 射线强度的等值线图，它实质上就是泥质含量分布图，从中可以选择泥质含量最低的地区作为储存核废料的地点。

在美国盐谷地区还曾利用垂直地震剖面法，根据波速的不同划分盐中的夹层。而在丹麦的莫尔斯盐丘则用井中重力研究了盐内的夹层。

研究含水性。盐体含水对建立核废料是一个潜在的危险，它使部分盐溶解成为卤水，减小盐的机械强度并腐蚀废料容器。测量盐体的含水量可以采用中子测井，以 ^{255}Cf 为中子源。试验表明，在释放的 γ 射线谱线上氢本身的峰很弱，不能用作评价含水量的尺度，但可利用快中子与 Na 和 Cl 原子核的相互作用，以下列参数衡量含水量：Na 中子非弹性散射峰与 Cl 中子俘获峰的比值。非弹性散射是指 Na 的原子核吸收一个中子并放出一个中子和 γ 射线，γ 射线峰的位置在 138keV；中子俘获是指 Cl 的原子核俘获一个中子并放出 γ 射线，其峰的位置在 789keV。上述比值与水的含量呈正比。美国曾利用瞬变电磁法来确定卤水的位置，在实际探测时发现，卤水的位置与瞬变电磁法一维反演的低阻层位置相当吻合。

了解裂隙发育程度。为了保证核废料库的安全，必须了解盐层的裂隙发育程度。主要方法为井中电法（特别是无线电波法）和声波测井。盐的电阻率

---

[1] 1ft＝0.3048m。

高，电磁波传播的损耗小，无线电波法的探测距离大，夹层或裂隙的电阻率或介电常数与盐不同，这些都是应用无线电波法的有利条件。无线电波法包括透视和反射法，透视法测孔间信号的衰减，而反射法的发射和接收天线位于同一孔内，测电磁脉冲的走时和反射层的特征。均匀的盐不会产生明显反射，裂隙增多则反射亦增多。无裂隙的盐电阻率高、衰减小，多裂隙的盐则电阻率低、衰减大。因此，衰减小、反射少的盐体更适于储存核废料。

用声波测井确定裂隙带的位置时可以利用不同的参数，如反射波幅度、声波速度和区间时间。

(2) 深成结晶岩体选址和勘察中的地球物理工作

核废料拟储存于花岗岩深成结晶岩体 500 ~ 1000m 深度上类似于矿山的处理洞穴中。在深成结晶岩体的选址和勘察过程中，地球物理工作分为三个阶段，即场地筛选、场地评价和洞穴开挖过程中的勘察。

A. 场地筛选

首先开展区域普查来筛选几个地区，作为候选的处理场地，每个地区的面积可达上千平方千米。在筛选过程中，了解深成岩体的形态和深度、周围地质环境、主要不连续面的位置和走向，盖层的特征、岩石的完整性等都是很重要的。由于场地筛选是区域性调查，涉及面积很大，所以要选用快速普查性的地球物理方法，尤其是航空地球物理方法。航空磁测曾被用来确定深成岩体的边界以及岩体中的岩石与构造界面，一般与航空磁测同时开展的航空 γ 能谱测量也可用于划分花岗岩体的边界，花岗岩体铀的含量可达 8×10^{-6}，而围岩往往低于 2×10^{-6}。航空电磁法用来填绘裂隙带在近地表的投影以及覆盖层的特征。湖区的裂隙带则可采用船载声呐设备圈定。岩石的完整性可以通过测量岩石的整体电阻率来评价，采用的方法有大地电磁法（MT）、音频大地电磁法（AMT）、瞬变电磁法（TEM）和直流电阻率法等。

地面重力法曾被用来确定深成岩体的形态和深度及其地质环境。图 9.15 显示一条南北向跨过岩基的 39km 长的重力剖面，图上包括实测和模型重力曲线以及根据当地常见岩石单元作出的解释剖面。与岩基有关的 100g. u. 的重力低非常明显，叠加在重力低上的局部重力高很可能是由高密度的包裹体引起。

B. 场地评价

场地评价是在经过筛选的较小区域内进行更详细的调查，每个区域的面积可达 $100km^2$，总的目标是圈定主要裂隙带，确定其几何形态，进行岩性填图并了解覆盖层的特征。

应用高分辨率地震反射法了解裂隙带的深部情况以及发现深埋的裂隙带。可以探测到宽于地震波主波长 1/8 的目标，例如在 P 波速度约 5500m/s 的花岗

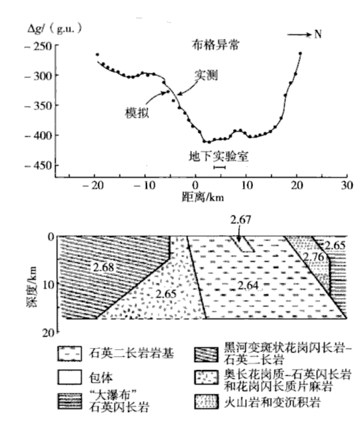


图 9.15　跨过岩基的一条南北向重力剖面图和二维重力模型（右侧为北）
地质剖面中的数字表示密度（单位：10^3kg · m^{-3}）

岩中，若采用 150Hz 左右的工作频率，就可以探测到 5m 宽的裂隙带。但是要求探测离地表 1000m 以内的反射体意味着有用的反射包含在地震记录的第 1s 内，然而对高分辨率地震常用的炮检距来说，在这一时间段内也有地滚波到达，为了减小地滚波的影响，需要采用频率滤波、f－k 滤波、减小炸药量以保留信号的高频成分，并且选择适当的检波器距使地滚波在叠加时尽量减小。

目前还提出了三种应用地球物理方法估算裂隙的水压渗透性的途径：一是利用裂隙空间的电导率；二是利用裂隙内声波能量的损耗；三是利用地震波通过时钻孔对裂隙压缩的响应。

对于准备开挖的场地来说，层析方法的作用更大，因为在这样的地点钻孔的数目要控制在最低限度，以防在岩体中形成新的地下水通道。

C. 开挖阶段的勘察工作

开挖储存核废料洞穴的工作开始以后，需要了解洞穴周围岩体的水文地质条件和地质力学条件。由于本阶段研究的目标减小，所以要采用高分辨率，因而是高频的地球物理方法。雷达、超声波和声辐射方法都曾得到有效的应用。

利用超声波可以确定开挖破坏带的厚度。利用声辐射测量可以监测开挖的安全性，声辐射参数的变化可以用来预测可能产生的岩爆并确定其位置。此外，声辐射测量还用于追踪向裂隙带内灌浆的进程，这时在裂隙带附近的一系列钻孔内放置加速度计，在灌浆过程中记录的声辐射强度是同灌浆的进展相关的。

总之，在深成结晶岩地区核废料处理场地选址和勘察工作中，地球物理方法既能快速而经济地做到对大片区域的地质构造进行全面的了解，又能对候选场地进行详细评价和勘察。表9.5将各个阶段的地球物理工作加以总结。但在各个阶段的工作中，除地球物理方法外，还应综合应用其他方法，尤其是水文地质、地球化学、地质和岩石力学方法等。由于地球物理方法在解释上的多解性，还应通过钻探来验证。

表9.5 深成结晶岩区核废料地质处理中的地球物理工作

研究目标	采用方法
第一阶段：场地筛选	
1. 确定深成岩体边界，三维填图	航磁、航空γ能谱、重力
2. 研究深成岩体内的构造	航磁、航空电磁、声呐
3. 了解岩石完整性	大地电磁、音频大地电磁，其他电法
4. 研究盖层特征	航空电磁
5. 岩性划分	航磁
第二阶段：场地评价	
1. 普查近地表裂隙	甚低频、水平线圈电磁、地面磁测
2. 详查近地表裂隙	雷达
3. 岩性划分	地面磁测、γ和密度测井
4. 了解盖层特征	电法、地震折射
5. 发现深埋裂隙	地震反射
6. 探测孔内裂隙	电阻率、声波、井径、密度、孔隙度、温度、雷达、甚低频、管波测井
7. 探测孔间裂隙	地震和雷达层析
8. 估算裂隙导水性	全波声测井、管波测井
9. 液流测量	液体电阻率、温度、流量测井
第三阶段：开挖过程中的勘察	
1. 计算动力模量	用超声波测 v_P 和 v_S 或声辐射测量
2. 探测破坏带厚度	用超声波测 v_P 和 v_S
3. 探测裂隙	雷达剖面测量、地震和雷达层析
4. 灌浆追踪	声辐射测量
5. 开挖安全性研究	声辐射测量

9.3.3 放射性废物地质处置

9.3.3.1 概述

处置和处理是放射性废物管理工作中的两个密切相关而又有明确分工的组成部分。放射性废物处置是指在无回收意向的条件下，将处理好的放射性废物放置于建好的永久存放库（称为处置库）或给定的安放场地，使其在预定的时期内与人类的生产、生活环境隔离。而处理是指减容、分离、焚烧、压缩、固化、包装、运输等一系列环节。

地质处置就是从地质角度选择合适的放置场地，利用地质体的环境屏障作用或地质体与处置工程建筑的综合屏障作用永久地存放和隔离放射性废物的处置方法。地质处置方法不但在理论上已为人们普遍理解和接受，而且在自然环境中，成为无害物质保存在原地，有力地说明一定的地质体具备保存放射性废物的环境能力。

放射性废物处置问题的实质是用工程的和天然的多重屏障系统来有效地隔离影响人类健康与安全的放射性核素向环境迁移扩散。因此选择安全可靠的处置场地和设计、建造贮存库时，必须综合考虑。

9.3.3.2 高放废物的地质处置

如何最终安全地处置在核燃料循环过程中产生和积累的高放废物，是核工业发展中的一个重要问题，也是放射性废物地质处置方法研究中的一个重要问题。目前，无论是高放固体废物还是高放废液，一般都是考虑在地壳深部进行处置。

（1）地质处置的影响因素

1）深度：固体放射性废物地下贮存的原理简单，且有一定的优势。建造深650m或更深的地下贮存库无技术困难，但需考虑各种地表作用与自然现象不至于影响所埋藏的废物为准。

2）地下水流作用：地下水是埋藏的废物最易接触的溶剂与载体，故在选择场地时，必须十分重视地下水环境，确保场址周围不可能发生地下水的渗入或者入渗速度很低，在安全期限内不至于产生放射性溶质迁移到人类生活环境中的问题。选择渗透性低的岩石、能使贮存库环境主岩中的地下水流减少到最低限度。

3）区域地质稳定性：场址应尽可能选在构造稳定及地震活动微弱区域的岩石之中。另外，在构造活动性较强的地带内，当这种构造作用并不影响拟定的贮存库岩石及其中所埋藏的废物时，也可以考虑在该地带内选择场址。场址应避开断层及其他岩石裂隙。

4）主岩的环境特征：环境主岩的矿物成分、化学成分及其放射性本底特征是放射性废物处置库环境主岩的重要研究内容之一。具有低渗透性、高吸附性，与放射性废物之间不会发生能引起放射性核素迁移反应的环境主岩，将成为处置库外的可靠环境屏障。同时，埋藏废物库周围的环境主岩要有足够大的范围。

5）工程地质特征：鉴于岩石静压力随深度而增大，故需选择适当的埋藏深度，使岩石静压力不致危及贮存库的坑道。岩石静压力在各处变化很大，所以对每个拟选场址都需查明其工程力学特征，而且，处置库的设计都需因地制宜。美国对田纳西采石场的白云石样品进行注模试验的结果表明，当岩石负荷达70MPa、温度高至200℃时，岩石的变形很小。

6）自然资源环境：废物贮存库绝不应对自然资源产生强烈的影响。贮存库中埋藏的放射性废物和周围的很大一部分环境主岩构成一个较完整体系，这一体系中的任何部分都不得以任何理由进行挖掘，影响其自然资源。

（2）高放废物处置库的岩石环境特征

适用于高放废物地质处置的环境岩石类型比较广泛，涉及侵入岩、变质岩、喷出岩、沉积岩。例如；花岗岩、片麻岩、玄武岩、凝灰岩、流纹岩、页岩、粘土、盐岩等，世界上许多国家都分别作过研究。

高放废物地质处置的环境岩石类型研究内容比较多，除地质学外，还有热学、岩石力学等。具体的研究内容有：岩石待征、同位素地质年龄、孔隙度、渗透率、力学性质等。

（3）地质处置方案

对于长寿命、高水平放射性废物的最终处置问题，最长远的解决办法是将其置入地壳深层中。这种处置的优点一是可按照地质年代计算的长时段中，从所有同人类接近或接触的环境中消除了具有潜在危害的物质；二是有确实的保证，使这些物质在可能重返地表之前早已衰变掉。

目前，已经研究或拟研究的高放固体废物地质处置方案有基岩矿坑处置、层状盐岩层处置、海底坑道处置等。

（4）废液固化

为了解决高放废液长期安全贮存的一些问题，一般以固态贮存较好。固态物更易于运往远处，发生偶然事故或火灾时释出的危险较小，而且在地表或地下长期贮存之后渗入地下含水层的机会大为减少。

通常要求，任何一种将液体废物转化为固态物的处理方法，理论上应符合以下条件：体积显著减小；工艺应比较简单；生成物在所有预料的环境下均应具有化学稳定性；没有自热作用的损耗；生成物应不吸湿而且密实；工艺过程应适于远距离操作和维修；方法应不太贵；生成物的形状应易于运输；最终产

物应具有足够强度，能经受跌落及其他偶然的撞击；通过精心设计或采用有效的方法能够保持低的放射性强度。

最重要的转化和固化的方法是：沥青化；水泥化和制成水泥块；罐式般饶；流化床煅烧；喷雾固化；玻璃化；转化成粘上烧结块。目前，各国研究的适合高放废液固化的四种主要方法是：罐式煅烧，喷雾固化，磷酸盐玻璃化和硫化床煅烧。

9.3.3.3 中、低放固体废物的地质处置

中、低放废物包括液体、泥浆及多种材料，如防护服、动物迫骸、玻璃器皿、离子交换树脂、管道阀门及纸张等。大多数中、低放废物来自核电站、研究实验室、医院、工业设施和大学等。

中、低放固体废物的地质处置方法主要有填沟法、包气带法、地面处置、地下坑道处置。

(1) 填沟法

填沟法的优点主要是简便易行，但废物渗出的危险较大。从早期的实践看，美国一般在天然地表挖掘浅沟掩埋处置低放废物，有的用填沟法处理。大多数地沟的规模取决于地形、沉积物的类型、岩石特征和其他局部条件。

(2) 包气带法

一般说来，由于含水量的降低，包气带岩石的渗透系数比饱水带大大降低，使放射性核素的迁移速度减小。因此，包气带处置是各国在处置中、低放废物中重点研究的方法之一。

(3) 地面处置

地面处置一般采用土丘式或工程结构式方案。该方案适用于半衰期很短的放射性核素如日本、法国采取这种方案，但美国人认为这是一种灵活适用但费用昂贵的管理方法。

(4) 地下坑道处置

地下洞室和矿坑等均作为地下坑道的同等概念。在地质条件不适合于浅埋方案处置中、低放废物的地区，可以考虑地下坑道处置方案。它适合于处置固体或固化废液和半衰期范围较宽的要求高度隔离的中、低放射性废物。

9.3.3.4 放射性废液的地质处置

放射性废液深井处置是目前研究的方案之一，地下槽贮则是一种非永久性的过渡性地质处置方式，水力压裂法处置放射性废液是一种液入固存的地质处置方案。

第 10 章　基础工程质量检测

基础工程涉及建筑工程、岩土工程和地基工程等各种设施的基础结构，质量无损检测是地球物理与基础工程的交叉学科，是地球物理在基础工程中应用较广泛的一个领域，它是一种对基础设施施工过程、工程竣工验收以及工程维修等进行质量监控、科学管理的有效手段。其应用范围主要有桩基工程质量无损检测；建筑物、构筑物结构质量无损检测；高等级公路、机场跑道质量无损检测；高填土坝体、防渗墙质量无损检测；码头、挡土墙质量无损检测；地基加固效果无损检测等。

10.1　桩基动态检测法

随着高层建筑、大型工程的蓬勃兴起，在地基工程中，桩基础被广泛地使用。桩基具有防震、抗震、承载力高、沉降量小且均匀等特点。由于桩基是建筑物的持力基础，桩基的质量对建筑物的稳定性影响很大，在混凝土灌注施工过程中，常常会造成部分桩出现断裂、缩径、扩径、混凝土离析和蜂窝等现象，如不及时发现和处理将是建筑物的长期隐患。

10.1.1　桩基的类型及常见的缺陷

目前，我国采用的桩基主要有沉管灌注桩、钻孔灌注桩、钻扩灌注桩、冲孔灌注桩、挖孔灌注桩、爆扩灌注桩、钢筋混凝土预制桩、钢桩、旋喷桩、振动碎石桩、振动挤密砂桩等类型。

桩荷载要通过桩与桩周土或岩石的接触向持力层内扩散，对于不同的承载方式和地基，桩将受到不同方式的反作用力，按桩的受力机理分为端承桩、摩擦桩及加固桩三类。

桩通过地基上部的极软弱土层，桩尖直接支承在坚硬的土层或岩石上，桩上的荷载主要由桩端阻力承受，略去桩身侧面与土的摩擦力作用，称为端承桩。桩通过软弱土层支承在较坚硬的土层上，桩上的荷载主要由桩身侧面与桩周土之间的摩擦力承受，同时也考虑桩端阻力的作用，称摩擦桩。若全部荷载

都由摩擦力来支承的桩，称为纯摩擦桩。

基桩常见的缺陷包括：

断桩：它是指沉入地基中的桩出现断裂或断开的情况。

离析：是指混凝土桩外形完整，但成桩材料不合格或配料不当，搅拌不均或振捣不密实，或桩的某些区段含石砂量过高，呈现蜂窝状结构，或呈松散状态。

缩径桩：缩径是指灌注桩成桩后在某处的桩径缩小，截面积不符合要求。

扩径桩：扩径是指灌注桩在成桩后，桩的某些局部区段出现明显大于设计桩径的现象。

10.1.2 桩基检测方法

以应力波理论为基础的检测桩基质量的瞬态动测法和稳态振动法使用得较为广泛。

10.1.2.1 瞬态动测法（锤击法/反射波法）

锤击法是一种瞬态动测法，又称反射波法。嵌入土中的桩基，相当于一个在阻尼介质中上端自由与下端弹性联结的弹性杆。在桩基顶端应用锤击的办法施加一脉冲激振力 $F(t)$，桩将产生纵向振动而产生应力波。波沿桩身传播至桩底部分能量反射回桩顶。若激振力足够大，桩和桩周围一定范围内的土将作为一个体系产生自由振动。当桩体中存在波阻抗差异面对，则在这些面上将产生反射波、透射波和多次反射波等，其波的运动学和动力学特征将发生变化。通过仪器接收这些波，可对桩基质量作出判断，并推算出单桩承载力。

（1）基本原理及波形特征

利用小手锤在桩头施加一冲击力 $F(t)$ 被激发应力波在桩身内传播，当遇到波阻抗界面时，将产生反射波，其反射系数为

$$R = \frac{A_2\rho_2 v_2 - A_1\rho_1 v_1}{A_2\rho_2 v_2 + A_1\rho_1 v_1} \tag{10.1}$$

式中：A_1，A_2 为桩身截面积；ρ_1，ρ_2 为介质密度；v_1，v_2 为波速；R 表示反射波与入射波的振幅比。这里是以广义的波阻抗 $A\rho v$ 替代波阻抗 ρv，它取决于波阻抗的差异和截面积的变化，反射波旅行时与平均速度及波阻抗界面的深度 L 有关。然后利用拾振器接收初始信号，桩身缺陷和桩底产生的反射波信号，通过仪器进行处理和分析，结合地质资料对桩的完整性和混凝土的质量作出评价。

完整桩一般指桩身混凝土胶结良好，均匀连续，抗压强度达到设计要求的桩，它只存在一个桩底波阻抗界面，由图10.1可以看出，$A_1\rho_1 v_1 > A_2\rho_2 v_2$，所以

$R<0$，根据入射波和反射波速度量的相位关系为同向，体现在 $U(t)$ 曲线上信号为同向叠加。如图所示其波形特征为一衰减振动曲线，衰减快，桩底反射波明显，分辨率高。由图分析可得一次反射波旅行时为 t，桩长为 L，则平均速度为

$$\bar{v}_c = \frac{2L}{t} \tag{10.2}$$

t 可以从时程曲线上读得，若知 v_c 或 L 中任一个，便可求解。若二者均未知时，常利用统计的方法或其他实验的方法假定 v_c 或根据施工记录来假定 L，以求得近似解。

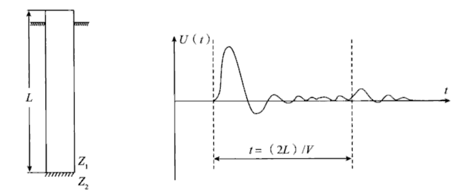


图 10.1 完好桩及实测波形

当桩间存在缺陷，如断裂、夹层、空洞、缩径或扩径时，缺陷部位的应力波传播速度 v、密度 ρ 或截面积 A 与桩身完好部位都有所不同，即存在波阻抗差异。当应力波遇到波阻抗差异界面时，将会产生反射。若根据这一反射时间计算整桩的波速，则其结果将大于完整桩时的波速。桩身在 L_1 处断开，Z_2 相当于充气或充泥的波阻抗，反射系数 $R<0$，曲线中主要反映了 L_1 处多次反射波，而桩底反射不清（图 10.2）。在 L_1 处桩产生扩径，应力波在 L_1 处反射系数 $R>0$，入射波和反射波为反向叠加，从时程曲线不难确定扩径和桩底位置。

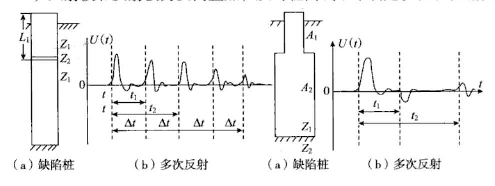


图 10.2 缺陷桩及波形

众所周知，桩基的波速与桩身混凝土的密实程度有关。致密的桩身，其波的传播速度大，松散的桩身，其波速小。

(2) 桩基完整性的分析与判别

波形准则。缺陷桩波形特征见表10.1。图10.3为典型模型缺陷桩的波形，由图可见，其特征明显接收到的反射波波形对称圆滑，无畸变，且呈指数衰减形态，则认为是完整桩的特征波形，反之，则认为是缺陷桩波形（图10.4）。主要原因是当弹性波在桩体中传播时遇到不均匀界面或介质断裂等情况，会产生反射波、透射波、散射波等，因其各波到达时间、振幅和相位可能存在差异，互相叠加后，造成波形畸变。

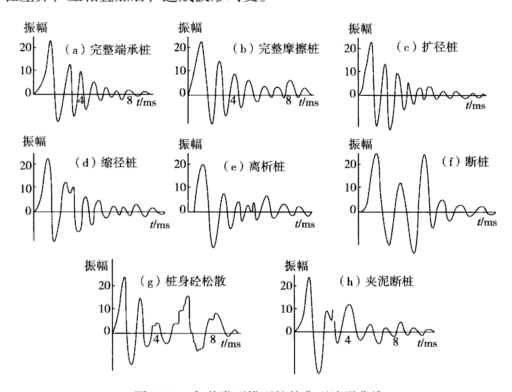


图10.3 各种类型模型桩的典型波形曲线

表10.1 缺陷桩波旅行时曲线特征表

缺陷类型	桩顶时距曲线特征
扩 径	曲线不规则，有桩间反射波，其中第一反射波与初始相位相反，而后续反射波相位相同
缩 径	曲线不规则，有桩间反射波，其中第一反射波与初始相位相同，而后续反射波与初始相位相反

续表

缺陷类型	桩顶时距曲线特征
断　裂	反射波与初始相位相同，若断裂厚，则波形呈振荡衰减，无桩底反射，峰与峰间时距相等，若断裂薄，则反射弱
桩底沉渣	在桩底沉渣较厚时，反射波与初始相位相同；在桩底没有沉渣时，支承桩底反射波与初始相位反相，反射波信号较前者更弱
离　析	曲线不规则，第一个反射波与初始波同相位，后续反射信号往往多而杂

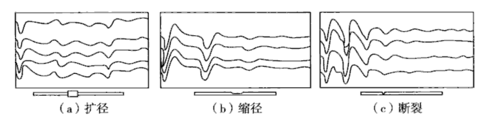


图 10.4　各种模型缺陷桩的波形曲线

速度准则。一般弹性波在桩体中传播的速度越高，表明桩体混凝土强度越大，反之越低。此外，当桩体中存在离析等缺陷时，往往也造成波速降低。但也有波速高、桩基质量不一定良好的特殊现象。如缩径桩或断裂较小的桩，往往波速并不降低，可由波速确定桩的质量（表 10.2）。

表 10.2　波速桩基质量关系表

桩基质量类别	$v_P/(\mathrm{m \cdot s^{-1}})$	相当混凝土强度参数/$(\mathrm{kgf \cdot cm^{-2}})$
优　质	>4120	>250
良　好	3300 ~ 4120	200 ~ 250
一　般	2750 ~ 3300	100 ~ 150
较　差	1920 ~ 2750	>100
劣　质	<1920	<100

频谱准则。当弹性波在桩体中传播时，其频率随着传播距离的增大，将不断被桩土介质吸收和衰减，当桩体中存在不均匀界面时，该界面产生的反射波的频率一般比桩底反射波频率高，并且其相位也有所变化。通过频谱分析，可确定其桩体的完整性。一般情况下，若桩体质量完好，则其振幅谱中只有一个主峰值，谱线对称稳定，与峰值对应的相位谱表现为一相位，如图 10.5 所示。若桩体存在结构缺陷或离析层等，则其振幅谱一般表现为两个以上的峰值，其相位谱中的相位分不同情况有所不同。

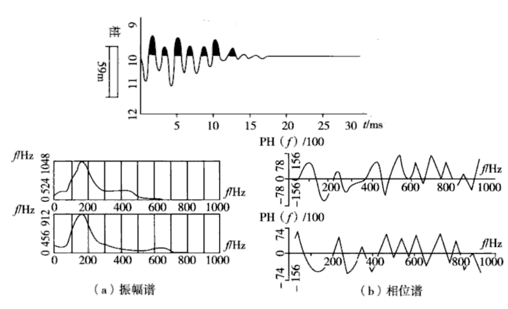


图 10.5 完整波形及频谱图

（3）桩基承载力计算

摩擦桩指桩置于松软地层。当用重锤竖向敲击桩周土或桩头而被激起振动后，将在垂向作自由振动，并通过桩侧摩擦力及桩尖作用力带动桩周部分土体参与振动，形成复杂的桩－土振动体系，其装置如图 10.6 所示。桩及桩侧参振的土体，可视作单质点振动体系，根据质量—弹簧—阻尼模式振动理论，可推导出桩基的刚度计算式。再根据刚度与承载力之间的直接相关关系，可计算出桩基的承载力。

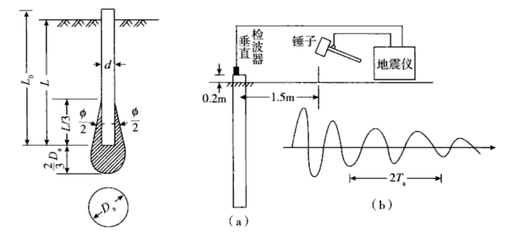


图 10.6 频率法检测装置示意图

A. 桩基固有频率

设桩及桩周土为一个单自由度无阻尼弹性系统，根据虎克定律和牛顿第二定律可以导出桩-土体系的振动是按正弦规律变化，其振动周期和固有频率为

$$T_z = 2\pi\sqrt{\frac{m}{k}},\qquad f_z = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{m}} \tag{10.3}$$

式中：m 为折算后的桩质量与参扳上体质量之和；k 为桩-土体系的抗压刚度。

B. 单桩抗压刚度

$$k_z = \frac{(2\pi f_z)^2\cdot(Q_1+Q_2)}{\lambda\cdot g} \tag{10.4}$$

式中：λ 为动力修正系数，可取 $\lambda=2.365$；g 为重力加速度为 $9.81\mathrm{m/s^2}$；Q_1 为折算后参振桩重，Q_1 = 桩总重/3 = $1/3\cdot AL_0r_1$；Q_2 为折算后参振土重，$Q_2=\frac{1}{3}\left[\frac{\pi}{9}\cdot r_0\ (L+16r_0)\ -\frac{L}{3}A\right]\gamma_2$；$r_0$ 为参振土扩散半径，即 $r_0=\frac{1}{2}\left(d+\frac{2}{3}L\cdot\tan\frac{\varphi}{2}\right)$；$A$ 为桩的横截面积（$\mathrm{m^2}$）；L_0 为桩的全长（m）；L 为桩的入土深度（m）；r_1 为桩的混凝土容重（$\mathrm{kN/m^3}$）；r_2 为桩的下段 $L/3$ 范围内土的容重（$\mathrm{kN/m^3}$）；φ 为桩的内摩擦角；d 为桩的直径。

C. 单桩临界荷载

临界荷载指与按静荷载试验测定的 $P-S$ 曲线上与拐点对应的荷载。根据动静对比关系，可得临界荷载为

$$P_k = \mu k_z = 0.004k_z \tag{10.5}$$

式中：μ 为静载与动测之间的比例系数。

它是选取不同地质条件下各种类型的桩基，进行动静对比试验，通过数理统计分析求得的回归系数。

D. 单桩允许承载力（P_a）

对粗长桩，特别是当桩尖以下土质远较桩侧土强时，则

$$P_a = P_k$$

对中小桩，特别是当桩尖以下土质较桩侧土弱时，则

$$P_a = P_k/k$$

式中：P_a 单位为 kN；k 为安全系数，一般取 2.0。

10.1.2.2 稳态振动法（机械阻抗法）

(1) 方法原理

该方法又称为稳态正弦扫频激振法。即对桩顶施加幅值不变的变频激振

力，利用速度导纳随激振频率变化的特征（图 10.7）来检测桩基质量并计算承载力。

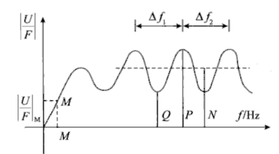


图 10.7　桩基的导纳反应曲线

A. 速度导纳

$$Z(f) = V(f)/F(f) \tag{10.6}$$

式中：$F(f)$ 为激振力；$V(f)$ 为利用检波器在桩顶上可接收到其振动信号。

B. 桩身砼的波速 v_c

由波动理论可知：

$$v_c = 2L \times \Delta f \tag{10.7}$$

式中：Δf 是导纳曲线上两谐振峰之间的频率差；L 为桩长。

应用时根据已知桩长 L 和测得的 Δf 计算 v_c，正常砼的波速 $v_c = 3300 \sim 4500\text{m/s}$，若 v_c 小于此范围，说明砼的质量较差。另外，也可利用 Δf 和正常 v_c 值反算桩长 L_m，质量好的桩 $L = L_m$，若 $L_m < L$ 则反映了在深度处有质量问题。

C. 特征导纳

所谓特征导纳是指导纳频谱曲线上振幅的几何平均值，利用实测的特征导纳与理论计算的特征导纳作比较，可判别桩基的质量。如果实测值接近理论计算值说明桩基的质量及完整性较好。理论计算的特征导纳 N 和实测特征导纳 N_m 为

$$N = \frac{1}{\rho_c \cdot v_c \cdot A_c}, \quad N_m = \sqrt{\rho_{max} Q_{min}} \tag{10.8}$$

式中：ρ_c 是桩基质量密度；A_c 为桩的截面积；ρ_{max} 和 Q_{min} 是速度导纳的最大值与最小值。

若 $N_m \approx N$ 为正常桩，若 $N_m > N$，说明 ρ_c 或 v_c 变小（存在局部混凝土松散）或 A_c 变小（局部有缩径）。若 N_m 随频率增高而变小，表示桩径上大下小，也为缩径桩。若 $N_m < N$，一般为扩径桩。

D. 动抗压刚度

当桩在低频（低于桩的固有频率）激振时，位移较小，桩的振动可视为刚体运动或平动，此时导纳曲线接近于直线，其斜率的倒数为桩的动抗压刚度，即

$$K_D = \frac{2\pi f_m}{|U/F|_M} \quad (10.9)$$

式中：$|U/F|$ 和 f_m 为导纳曲线的低频直线段上任一点 M 的导纳值和频率。

动抗压刚度的意义及用处可归纳为：K_D 反映桩周土对桩柱的弹簧支承刚度，K_D 值的大小与桩的承载力有一定联系；K_D 值与静刚度 K_S 建立统计关系，可以评价单桩承载力，并可估计在工作荷载下桩的弹性位移。

在实际工作中，通常不易获得理想的曲线，在测得的谐振峰中常掺杂一些假峰，为区别真假峰，尚须测定随频率变化的速度导纳相位变化曲线，即导纳谱相频曲线。相频曲线上的零相位点所对应的导纳谱幅频曲线上的波峰，即为有效的谐振峰。

（2）检测系统

桩的稳态激振测试系统中超低频信号发生器输出频率 5 ~ 1500Hz 的自动扫描正弦信号给功率放大器，由它推动桩顶中心的电磁激振器向桩施加幅值不变的动态激振力，即激振力在激振频率变化时，保持恒定，使桩产生稳态振动。

（3）模拟分析

为检查机械阻抗法无损检验桩基质量的准确性，专门在某地制作了三根直径 1.8m、长约 20m 的原状工程试桩。施工时预先在试桩内设置了各种缺陷，以供试验测试后进行对比。

测试的各种导纳曲线如图 10.8（a），（b），（c）所示。3#桩的导纳曲线接近调制波形，幅度较大的调制波表示距桩顶 8m 处有反射，由于波动尚能传到桩底，调制波的“载频”是桩底反射，几个波峰间的 Δf 基本一致，由此可计算出波速 $v_0 = 3909\text{m/s}$。由于 3#桩 K_d 值大于预期值，而 N_m 小于理论值，可以判定距桩顶 8m 处有断面扩大现象。

1#桩和 2#桩由于其 L_m 较制作长度短，K_d 值小于预期位，N_m 大于预期值，是明显的缺陷桩。其中 2#桩无缺陷以下的反射，计算认为在 6.11m 处全断裂，1#桩有缺陷以下的较小反射，计算认为在距桩顶 3.75m 处有离析，9.5m 处有全断裂。

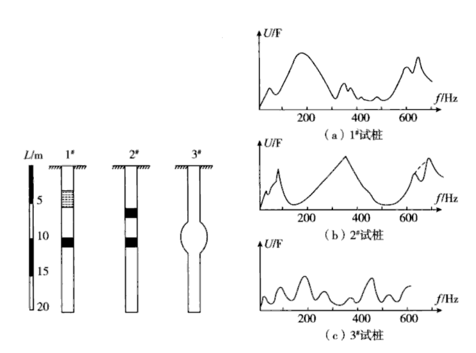


图 10.8 工程试桩及导纳反应曲线

10.1.3 桩基检测实例

（1）模型试验桩

为了较全面地研究桩的各种缺陷对应力波的影响，专门制作了各种缺陷波进行动测研究，分析波的传播特征，总结其规律，这样可较准确地诊断工程中桩的质量。图 10.9 是各种缺陷校的模型及波形曲线。

（2）应用实例

图 10.10 为某灌注桩实测结果综合图。检测结果为：桩底反射 $t=8.8\text{ms}$，$v_t=3022\text{m/s}$，桩间反射 $t'=3.5\text{ms}$，$L_t'=5.29\text{m}$，由频谱可知，桩底反射的主频为 115Hz，$v_f=3059\text{m/s}$，桩间反射的主频为 330Hz，则 $L_f'=4.65\text{m}$。综合分析认为该桩在 5m 左右存在扩径缺陷。桩体质量一般。

由图中桩边土的记录频谱可知，该桩平均自振频率为 44Hz，桩长 13.3m，入土长 13m，桩半径为 0.2m。桩周土动力学参数见表 10.3。根据承载力公式计算可知，该桩临界荷载 $P_k=103.87\text{t}$，因桩周土质较软，取 $\alpha=2$，则该桩允许承载力为 $P_u=51.9\text{t}$，该桩设计承载力为 40t，可见满足设计要求。

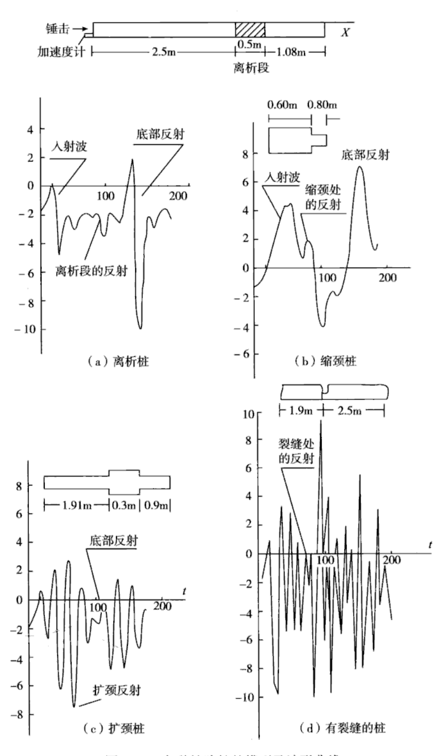


图 10.9 各种缺陷桩的模型及波形曲线

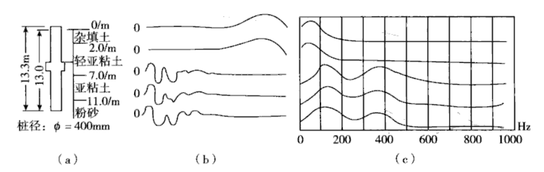


图 10.10 实测灌注摩擦桩检测结果综合图

表 10.3 桩周地层土动力学参数表

层号	层厚/m	天然湿土容重/($g \cdot cm^{-3}$)	内摩擦角/(°)
1	2.7	(略)	(略)
2	5.2	1.90	20.64
3	3.8	2.08	14.0
4	2.3	2.09	31.38

10.2 道路质量的无损检测

20 世纪 90 年代随着浅层地震勘探、探地雷达、面波勘探等技术的不断提高，弹性波组合法、探地雷达等技术进入高等级公路、机场跑道、铁路等路基路面质量的无损检测之中。

10.2.1 道路病害问题

道路是一种延伸度极大的线形建筑物，主要有（高速）公路、铁路、机场跑道等。道路建筑物由三类建筑构成：①路基工程：它是线路的主体建筑物，包括路堤和路堑。②桥隧工程：如桥梁、隧道、涵洞等，它们是为了使线路跨越河流、深谷、不良地质现象和水文地质地段、穿越高山峻岭或使线路从河、湖、海底下通过。③防护建筑物：如明洞、挡土墙、护坡、排水盲沟等。

在不同的线路中，各类建筑物所占的比例是不同的，主要取决于线路所经地区工程地质条件的复杂程度。公路路基包括路堑和半路堤、半路堑等。路基的主要工程地质问题是路基边坡稳定性问题、路基基底稳定性问题以及天然建筑材料问题，在气候寒冷地区还存在公路冻害问题。

(1) 路基边坡稳定性

路基边坡包括天然边坡，半填、半挖的路基边坡以及深路堑的人工边坡等。因具有一定坡度和高度在重力作用、河流冲刷等因素影响下会发生不同形式的变形和破坏，其主要表现为滑坡和崩塌。

路堑边坡在一定条件下还能引起古滑坡复活。由于古滑坡发生时间较长，长期在各种外力地质作用下其外表形迹已被改造成平缓的山坡地形，难以发现。当施工开挖使其滑动面临空时，很可能造成已休止的古滑坡重新活动。

(2) 路基基底稳定性

一般路堤和高填路堤对路基基底的要求是要有足够的承载力。它不仅承受车辆在运营中产生的动荷载，而且在填方路堤地段还承受很大的填土压力。基底土的变形性质和变形量的大小主要取决于基底土的力学性质、基底面的倾斜程度、软弱夹层或软弱结构面的性质与产状等。此外，水文地质条件也是促进基底不稳定的因素，它往往使基底产生巨大的塑性变形而造成路基的破坏。

(3) 路基材料

路基工程需要的天然建筑材料不仅种类多，如道砟、土料、片石、砂和碎石等，而且数量也较大，并且要求各种建筑材料产地沿线路两侧零散分布。建筑材料的质量和运输距离常常会影响工程的质量和造价。

(4) 公路冻害

公路冻害具有季节性，冬季在低气温长期作用下，土体中水分重新分布，并平行于冻结界面形成数层冻层，局部还会有冰透镜体。因而土体体积增大(约9%)，产生路基隆起现象。春季地表冰层融化早，而下层尚未解冻，融化层的水分难以下渗，致使上层土的含水量增大而软化，在外荷载作用下，路基出现翻浆现象。

10.2.2 高速公路、机场跑道质量检测

目前无损检测可用于高等级公路、机场跑道路面厚度，路基压实度，路基裂缝、空洞检测以及回弹模量检测等。

公路质量检测的原始方法是采用钻探取心法，该方法不仅效率低、代表性差，而且对公路有破坏。为了快速、准确和科学地评价公路质量，必须采用无损检测方法。目前，常用于公路检测的地球物理方法有地质雷达、瞬态面波法、高密度电阻率法和人工地震等方法。在这些地球物理方法中，由于地质雷达方法具有快速、连续、无损检测的特点，因此，在公路质量检测中得到更加广泛的应用。

高速公路是由土基础、二灰土、二灰碎石、面层等构成，由于空气、沥青

面层、二灰碎石、土壤等介质的介电常数不同，电磁波在其介质发生变化的界面产生反射波。图 10. 11 为电磁波在公路剖面中各界面的传播、反射途经示意图。图 10. 12 为电磁波在公路剖面中各界面的扫描示意图。

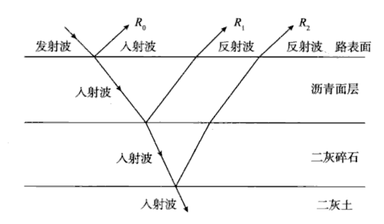


图 10. 11 电磁波在公路剖面中的传播

R_0—路表反射波；R_1—面层与二灰石界面的反射波；

R_2—二灰碎石与二灰土界面的反射波

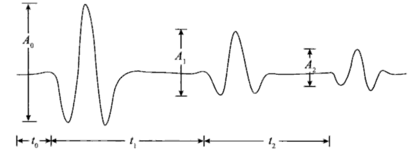


图 10. 12 电磁波在公路剖面中各界面的扫描示意图

t_0—电磁波在空气中的双程走时；t_1—电磁波在沥青面层中的双程走时；

t_2—电磁波在二灰碎石中的双程走时；A_0—反射波 R_0 的振幅；

A_1—反射波 R_1 的振幅；A_2—反射波 R_2 的振幅

长春—四平高速公路采用沥青路面，路面下为碎石垫层。路面分三次铺设完成，设计路面厚度为 25cm。在工程竣工前采用地质雷达进行了路面厚度检测。

工作中使用的探地雷达为 SIR－2 型，工作天线频率为 900MHz。图 10. 13 为长春—四平高速公路上某段路面的地质雷达检测剖面图，图中 5. 8ns 附近的强反射为沥青面层与碎石垫层界面的反射，根据反射界面的双程走时和电磁波在沥青路面中的传播速度计算出路面厚度。沥青路面的电磁波速度采用实验标定并进行统计后得到。

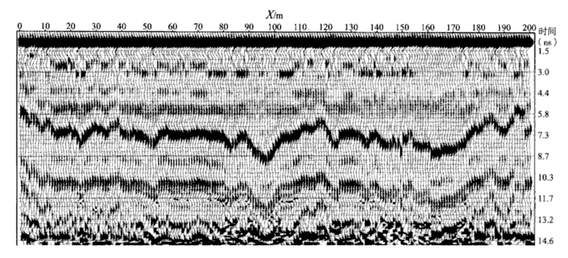


图 10.13　长春—四平高速公路某段路面的地质雷达检测剖面

检测结果表明，由于二灰石垫层凸凹不平，导致沥青路面厚度有较大变化，最薄为 26cm，最厚为 43cm，达到了设计的要求。路面厚度评价按国家公路路面结构层厚度评价标准进行。在经数据处理后的探地雷达剖面中读取电磁波在面层中的反射波双程走时，计算出面层厚度和厚度评价结果。

探地雷达方法在公路质量检测中除可进行路面厚度检测外，还可进行路基隐患（脱空、裂缝等）的检测以及桥涵的质量检测。有些学者研究电磁波的特征与路面压实度、强度及含水量的关系，开展探地雷达对公路压实度、强度及含水量的检测研究，也取得了较好的检测效果。

10.2.3　铁路路基病害检测

铁路路基病害一般指铁路路基平台顶部结构不坚实而且渗水，以及原填充物的不均匀性，经长期雨水冲刷和渗透、行车振动等所形成的一定规模的充坑、洞穴或渣石填充物。路基病害比较隐蔽，一旦受到外界因素影响造成塌陷，将直接威胁行车安全，因此，铁路病害的勘查十分重要。

路基勘查中，由于受到电磁干扰、铁轨干扰及行车震动干扰的影响，限制了一些地球物理方法的应用，因此，目前常用于对铁路病害检测的地球物理方法是微重力测量。

由于路基的病害地段和完整地段有一定的密度差异，为微重力测量提供了前提。图 10.14 是法国波尔多—塞特铁路线上路堤下喀斯特溶洞的微重力异常等值线图，测量位置位于铁路线巴尔萨克处，勘查对象是 5m 高的路堤和路基部。图中可见，在该带中部有一处密度较大的地段（异常达 3×10^{-1}g. u.），这是一处过去曾进行过灌浆处理的地段。在过去处理时，由于突然塌陷，未能

进行专门研究。在地段两端出现 $-2\times10^{-1}\sim-6\times10^{-1}$g. u. 两处异常，位于边坡基部并向路基底下延伸。经对异常的解释和钻探验证，证实在路基下 3～6m 深处的灰岩中存在喀斯特溶洞。

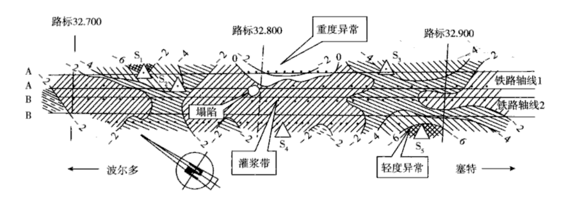


图 10.14 波尔多—塞特铁路线上路堤下喀斯特溶洞的测定和处理

铁路路基是多用耕土堆垫压实而成，如果出现路基病害，必将引起电性差异。路基位于地面以上（或浅水面以上），所以无论是洞穴或渣石充填物都可使勘探体积所涉及范围内的视电阻率增大，由此对称四极剖面会出现高阻异常，路基病害越严重，规模越大，高阻异常越明显。例如，图 10.15 是陇海路某段采用对称四极剖面法实测曲线，采用 $AB=7$m，$MN=1$m 装置，由图可见，全线有三种病害形式：

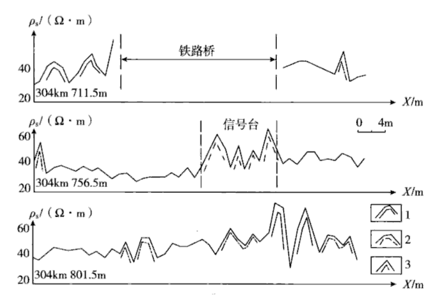


图 10.15 路基勘查部分剖面图

1—严重病害段；2—较重病害段；3—轻度病害段

1）较大洞穴或渣石填充物的严重病害段，视电阻率曲线值很高；

2）较重病害段，视电阻率曲线呈高低交错；

3）轻度病害段，视电阻率较高，视电阻率曲线呈高低交错。

严重病害段的影响可至路基外侧钢轨下，是急需处理部位。轻度病害段，短期内不会形成大的病害，可作为今后雨季的防范对象。

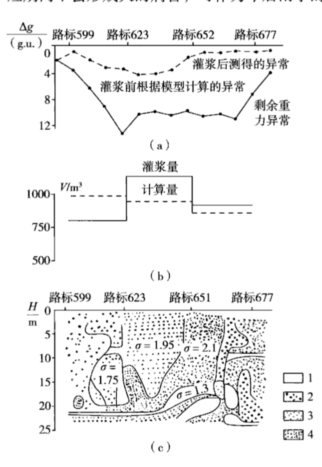


图 10.16　巴黎—斯特拉斯堡铁路线上某处重力异常带的计算机分析与灌浆对比

1—充水的空间；2—塌陷地层；3—轻度塌陷地层；4—未遭溶蚀和塌陷的地层

根据地球物理测量和钻孔所提供的资料，可以确定出需要灌浆地带，得出最佳的工程计划。灌浆处理后，除打钻检查外，还可以进行微重力测量，以圈出灌浆不足或灌浆过量的地层。图 10.16 是在一已知灌浆地带，对灌浆后地层的重力异常变化，与计算机根据模型（用灌浆前的钻孔资料制作的地质模型）计算出来的理论异常曲线对比。从图 10.16（a）可以看出，该地带的右半部灌注未超出预计范围，也未出现重力异常。在模型左半部出现剩余异常，表明灌浆不足。图 10.16（b）是灌浆容量对比图，图 10.16（c）是地质模型（沿Ⅰ号测线的剖面）。

近年来，使用瞬态面波进行铁路路基承载力的检测也取得了较好的结果，为路基病害的确定和治理提供了可靠数据。

利用瞬态瑞雷面波法测试既有线路路基承载力时，由于受到行车影响，在测线布置时只能在枕轨外测或路肩上进行。由于瑞雷面波是一个体波，具有体积勘探的特点，因此可代表路基道心的实际情况。瞬态面波数据采集时使用面波仪和低频检波器测量。震源采用 18 磅（lb❶）大锤和铁板。道间距随着勘

❶ 1lb = 0.453592kg。

探深度的增大而相应增大。数据处理主要是求取频率－速度频散曲线，对频散曲线经过反演拟合并结合路基的实际情况进行分层，计算出各层厚度及瑞利波的层速度。通过频散曲线上 v_R 数值的大小可以定性地判断测点处瑞利波速度随深度的变化情况和路基的相对强度特征，v_R 较高区域反映路基强度较高，v_R 较低区域反映路基强度较低。

在部分瑞利波测点上作轻型动力触探（N_{10}）值，根据铁道部轻型动力触探技术规定（TBJ18—87）将 N_{10} 值换算为承载力 σ_0（$\sigma_0 = 8N_{10-20}$），然后将瑞雷面波速度 v_R 与相对应测点的轻型动力触探（N_{10}）进行数学统计分析，得到 v_R 与 N_{10} 的相关关系式：

$$v_R = A + BN_{10}$$

式中：A，B 为常数。当相关系数 $r > 0.7$ 时，说明 v_R 与 N_{10} 是相关的，可用 v_R 代替 N_{10} 来计算承载力 σ_0 的大小，即

$$\sigma_0 = 8(v_R - A)/B - 20$$

根据此式可用 v_R 定量计算路基的承载力。

图 10.17 为京广线部分区段 K2011 + 170 ~ K2100 + 270 段路基瑞利波测试，并按上述换算关系（取 $A = 91.07913$，$B = 2.940517$）换算得到的承载力等值线图。图中在 K2011 + 230 附近路基的承载力偏低，约为 80kPa，而在其两侧的路基的承载力相对偏高，约为 180kPa，此结果与现场实际的情况非常吻合。

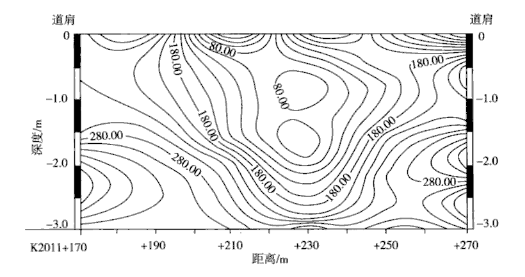


图 10.17 承载力等值线图

10.3 地基勘查和建筑物质量检测

10.3.1 大型地基勘查

我国地域广大，地球上存在的地质－岩土技术条件几乎都能遇到，而且自东向西，由北而南区域性分带明显。因此，大型工程的地基有的是巨厚的高压缩性软土，如上海、天津、宁波、厦门、海口等市；有的是厚度可观的强烈自重湿陷性黄土，如甘肃等地；有的是很厚的风化岩和残积土层，如广东、福建、海南等省；有的地基土的压缩性虽不很高，却总厚度巨大，因此累计的可能沉降决不能轻视，如西安市。因此对这些工程的地基进行勘查至关重要。

大型工程地基勘查是工程地球物理应用较广泛的一个领域，其应用范围主要包括：大型工程的基础地质调查，熔岩、溶洞、采空区勘查，高等级公路、铁路、地铁等工程的选线以及基础地质详勘，隧道、桥梁、高架道路等工程地址的勘查，大型厂区、核电站、码头等工程的选址，大型工程基础稳定性评价、抗震参数测定，以及地下工程障碍物调查等一系列工程勘查。表 10.4 为大型工程地基勘查中常用的一些工程地球物理方法。

表 10.4 地球物理方法在工程基础勘查中的应用

方法 / 勘查内容	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	微重力测量	高精度磁测	多波地震勘探	探地雷达	电波透视法	声波透视法	高密度电法	瞬变电磁法	电磁法	面波法	微动测量	放射性方法	多参数测井
地质构造调查		√	√		√		√	√	√		√	√	√
地基评价	√		√		√	√		√		√	√		√
表层沉积层划分			√	√	√		√	√		√			√
岩性划分		√	√		√		√			√			√
岩溶、溶洞圈定	√		√	√	√	√	√	√	√	√			
抗震评价	√	√	√								√		√
地下巷道、采空区探测	√		√	√	√	√	√	√	√	√		√	√
隧道、矿井开挖超前探测		√	√	√	√		√	√	√		√		

10.3.2 建筑物质量无损检测

建筑物质量无损检测的内容主要包括：建筑物混凝土强度、厚度、缺陷检测；建筑物钢筋网度、缺失检测；建筑物钢筋锈蚀检测；建筑物混凝土电阻率检测；建筑物渗漏检测；建筑物结构应力检测；桥梁结构承载力检测。适用的地球物理方法主要有声波、探地雷达、电磁法、井间 CT、电法、反射波法、预埋管透射法等。

隧道衬砌后，受诸多因素影响，衬砌混凝土可能出现厚度未达到设计要求或有脱空等质量问题，为及时发现衬砌质量问题，需对隧道衬砌质量进行快速和高分辨率的检测，为隧道工程的科学管理提供依据。在隧道质量检测中最常用的地球物理方法是探地雷达方法。

探地雷达法进行隧道衬砌质量检测的主要内容是混凝土密实性、脱空和衬砌厚度。检测中一般采用 500MHz 或 900MHz 高频天线，检测厚度可达几十厘米。测线一般布置在隧道的拱顶、拱腰及边墙三个部位，拱顶为隧道的正顶部附近，拱腰为隧道的起拱线以上 1m 左右，边墙为排水盖板以上 1.5m 左右。测量方式采用剖面法，测点间隔一般为几十厘米，由测量轮跟踪测量里程。

隧道衬砌厚度检测中，相关介质的物理参数如表 10.5 所示。

表 10.5 隧道衬砌厚度检测中相关介质的物理参数表

介质	介电常数	电导率 $(ms \cdot m^{-1})$	传播速度 $(m \cdot ns^{-1})$	衰减系数 $(db \cdot m^{-1})$
空　气	1	0	0.3	0
水	80	0.5	0.033	0.1
砂　岩	6	0.04	/	/
灰　岩	4~8	0.5~2	0.12	0.4~1
花岗岩	4~6	0.01~1	0.13	0.01~1
混凝土	4~20	1~100	0.11~0.12	/
粘　土	5~40	2~1000	0.06	1~300

衬砌厚度评价，首先在探地雷达剖面上确认出混凝土与岩石界面间的反射波同相轴，读取反射波双程旅行时间，按公式 $H = v \times t/2$ 计算出混凝土衬砌厚度。速度 v 可通过明洞地段或钻孔资料标定；密实度的评价可根据探地雷达剖面反射波振幅、相位和频率特征划分为密实和不密实两种类型，不密实的混凝土体在雷达剖面上波形杂乱，同相轴错断；脱空体在雷达剖面上在混凝土与围

岩胶接面处反射波同相轴呈弧形，与相邻道之间发生错位，依此特征可计算出空洞的范围。由于爆破使围岩表面凹凸不平，因此，在确定脱空时应对剖面上的异常加以细致的分析和确认。

某公路隧道全长约1.6km，为了全面了解衬砌质量，在隧道既将贯通前开展了探地雷达检测。该隧道衬砌类型为：Sm3——设计衬砌厚度 40cm；Sm4——设计衬砌厚度 35cm；Sm5——设计衬砌厚度 30cm。图 10.18 为里程号 K21 +390 ~ K21 +430 区段边墙测线的地质雷达剖面。该区段衬砌类型为 Sm5。图中 10ns 附近起伏变化的同相轴为围岩界面反射波同相轴。图 10.19 为计算出的混凝土衬砌厚度曲线。

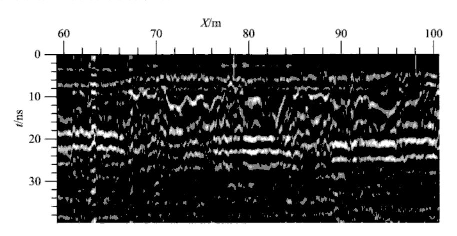


图 10.18 K21 +390 ~ K21 +430 区段边墙测线的地质雷达剖面

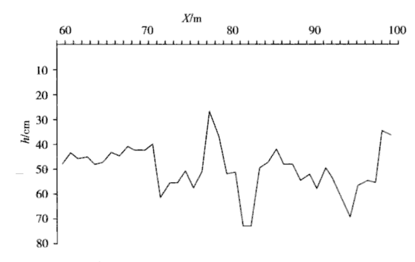


图 10.19 K21 +390 ~ K21 +430 区段边墙测线混凝土衬砌厚度解释曲线

第11章　地质灾害的监测和预警

11.1　地质灾害概述

我国是地质灾害种类繁多、灾情严重、分布面积广的国家。随着经济的发展，灾害的频度和规模有逐年增加的趋势。所谓地质灾害，就是自然和人为地质作用导致地质环境或地质体发生变化，并给人类和社会造成危害的灾害事件。如崩塌，滑坡，泥石流，地裂缝，地面沉降，地面塌陷，岩爆，坑道突水、突泥、突瓦斯，煤层自燃，黄土湿陷，岩土膨胀，砂土液化，土地冻融，水土流失，土地沙漠化及沼泽化，土壤盐碱化，海岸带变迁，以及地震，火山，地热害等。

11.1.1　地质灾害的概念及特征

（1）地质灾害的概念

联合国减灾组织（UNDRO）（1984）对灾害的定义是：一次在时间和空间上较为集中的事故，事故发生期间当地的人类群体及其财产遭到严重的威胁并造成巨大损失，以致家庭结构和社会结构也受到不可忽视的影响。

灾害也就是地球表面因自然变异、人为因素或二者共同作用所引发的对人类生命财产、生活生产和生存发展条件造成的危害。灾害的种类很多，根据主导成因可分为自然灾害、人为灾害、自然人为灾害、人为自然灾害，每一类灾害又可进一步划分出多个灾种。

地质灾害（Geological Disaster）是指在地球内动力、外动力或人为地质动力作用下，地球发生异常能量释放、物质运动、岩土体变形位移及环境异常变化等，危害人类生命财产、生活与经济活动或破坏人类赖以生存与发展的资源、环境的现象或过程。

地质灾害包含了致灾动力条件和灾害事件的后果两个方面的含义。动力条件包含了外营力、内营力及人为活动的影响。灾害事件的后果强调的是对人类生命财产和生存环境产生影响或破坏。若某种地质过程仅仅改变地质环境，并没有破坏人类生命财产或影响生产、生活，则不是地质灾害。

（2）地质灾害的属性特征

地质灾害既有自然属性，又有社会经济属性。自然属性是指与地质灾害的动力过程有关的自然特征，如地质灾害的规模、强度、频次以及孕育条件，变化规律等。社会经济属性主要指与成灾活动密切相关的人类社会经济特征，如人口和财产的分布、工程建设活动、资源开发、经济发展水平、防灾能力等。

地质灾害的属性特征主要有：①地质灾害的必然性与可防御性；②地质灾害的随机性和周期性；③地质灾害的突发性和渐进性；④地质灾害的群体性和诱发性；⑤地质灾害的成因多元性和原地复发性；⑥地质灾害的区域性；⑦地质灾害的破坏性与“建设性”；⑧地质灾害影响的复杂性和严重性；⑨人为地质灾害的日趋显著性；⑩地质灾害防治的社会性和迫切性。

11.1.2 地质灾害的分类

根据地质灾害的成因和特征划分不同的地质灾害类型。目前，有多种分类方案。按照中华人民共和国地质矿产行业标准《地质灾害分类分级（试行）》（DZ0238—2004）的分类体系。该体系把地质灾害按照灾类、灾型、灾种三级层次进行划分或归类。灾类为第一层次，灾型为第二层次，灾种为第三层次（表11.1）。

表 11.1 地质灾害分类体系

灾类	灾型	灾种
地球内动力活动灾害类	突变型	地震灾害（原生灾害、次生灾害），火山灾害
	缓变型	
斜坡岩土体运动（变形破坏）灾害类	突变型	崩塌灾害（危岩、高边坡），滑坡灾害（土体滑坡、岩体滑坡），泥石流灾害（泥流、泥石流、水石流）
	缓变型	
地面变形破裂灾害类	突变型	地面塌陷灾害（岩溶塌陷、采空塌陷），地裂缝灾害（构造地裂缝、非构造地裂缝）
	缓变型	地面沉降灾害
矿山与地下工程灾害类	突变型	矿井突水灾害，冲击地压灾害，瓦斯突出灾害，围岩岩爆及大变形灾害
	缓变型	煤层自燃灾害，矿井热害
河湖水库灾害类	突变型	河岸坍塌灾害，管涌灾害，河堤溃决灾害
	缓变型	河湖港口淤积灾害，水质恶化灾害
海洋及海岸带灾害类	突变型	海啸灾害，风暴潮灾害，海面异常升降灾害
	缓变型	海水入侵灾害，海岩侵蚀灾害，海岸淤进灾害

续表

灾 类	灾 型	灾 种
特殊岩土灾害类	突变型	黄土湿陷灾害，砂土液化灾害
	缓变型	软土触变灾害，膨胀土胀缩灾害，冻土冻融灾害
土地退化灾害类	突变型	
	缓变型	土地沙漠化灾害，土地盐渍化灾害，土地沼泽化灾害，水土流失灾害

（1）按致灾地质作用的性质和发生处所分类

地质灾害分为地球内动力活动灾害类、斜坡岩土体运动（变形破坏）灾害类、地面变形破坏灾害类、矿山与地下工程灾害类、河湖水库灾害类、海洋及海岸带灾害类、特殊土灾害类、土地退化灾害类，共 8 类。

（2）按成灾过程的快慢划分灾型

灾害对人类影响最严重的是其活动过程。根据活动过程把地质灾害划分为突变型和缓变型。突然发生并在较短时间内完成灾害活动过程的地质灾害为突变型地质灾害。发生、发展过程缓慢，随时间延续轻累进发展的地质灾害为缓变型地质灾害。

（3）根据地质灾害的特征划分灾种

1）突变型地质灾害包括 19 个灾种：地震灾害、火山灾害、崩塌灾害、滑坡灾害、泥石流灾害、地面塌陷灾害、地裂缝灾害、矿井突水灾害、冲击地压灾害、瓦斯突出灾害、围岩岩爆及大变形灾害、河岸坍塌灾害、管涌灾害、河堤溃决灾害、海啸灾害、风暴潮灾害、海面异常升降灾害、黄土湿陷灾害、沙土液化灾害。

2）缓变型地质灾害包括 15 个灾种：地面沉降灾害、煤层自燃灾害、矿井热害、河湖港口淤积灾害、水质恶化灾害、海水入侵灾害、海岸侵蚀灾害、海岸淤进灾害、软土触变灾害、膨胀土胀缩灾害、冻土冻融灾害、土地沙漠化灾害、土地盐渍化灾害、土地沼泽化灾害、水土流失灾害。

11.1.3 地质灾害的分级

地质灾害分级是以等级的方式划分一次地质灾害事件的活动程度或破坏损失程度。根据灾害活动的强度、规模、速度等指标反映地质灾害的活动程度称为灾变分级（表 11.2）；根据地质灾害造成的人员伤亡、直接经济损失等指标反映地质灾害破坏损失程度称为灾度分级（表 11.3）。

表 11.2 常见地质灾害灾变分级

灾种		特大型	大型	中型	小型
崩塌(危岩)	体积/$10^4 m^3$	>100	100~10	10~1	<1
滑坡	体积/$10^4 m^3$	>1000	1000~100	100~10	<10
泥石流	堆积物体积/$10^4 m^3$	>100	100~10	10~1	<1
岩溶塌陷	影响范围/km^2	>20	20~10	10~1	<1
地裂缝	影响范围/km^2	>10	10~5	5~1	<1
地面沉降	沉降面积/km^2	>500	500~100	100~10	<10
	最大累计沉降量/m	2.0~1.0	1.0~0.5	0.5~0.1	<0.1
海水入侵	入侵范围/km^2	>500	500~100	100~10	<10
	地下水氯离子最高含量/($mg \cdot L^{-1}$)	>1000	1000~800	800~500	500~50

表 11.3 地质灾害灾度分级

指标		特大灾害（Ⅰ级灾害）	大灾害（Ⅱ级灾害）	中灾害（Ⅲ级灾害）	小灾害（Ⅳ级灾害）
伤亡人数	死亡/人	>100	100~10	10~1	0
	重伤/人	>150	150~20	20~5	<5
直接经济损失/万元		>1000	1000~500	500~50	<50
直接威胁人数/人		>500	500~100	100~10	<10
灾害期望损失/(万元·$年^{-1}$)		>5000	5000~1000	1000~100	<100

11.2 地质灾害监测

11.2.1 滑坡的调查和监测

地球物理勘探工作是滑坡灾害勘查工作中的重要组成部分。地球物理方法在一定的程度上可用来查明滑坡的分布范围、形成的地质条件及滑坡体的范围和结构，可快速大面积地了解滑坡灾害的地质背景，从而为监测网点布设和治理工程设计提供有用的信息。部分方法可用来监测滑动的过程，并且对突发性的滑动作出预警。

11.2.1.1 地球物理方法

从目前国内外滑坡地质调查的应用现状来看，常用的滑坡地球物理勘探方

法有：浅层高分辨率（反射、折射）地震勘探方法、探地雷达、音频大地电场法、激发极化法、地面甚低频电磁法（VLF 法）、电测深法、自然电场法、高密度电阻率法、充电法、微重力法、微动法、声波测井法和天然放射性法（即 α 径迹测量、静电 α 卡法、α 杯法和测氡（Rn）法）和无线电波透视法等。

一般来说，滑坡的产生和发展与地下水及降雨、地表水下渗等关系最为密切。水对滑坡的作用主要表现为增加滑坡体的容重，降低滑坡体中滑动带的抗剪强度等。由于水的作用，使滑坡体内的岩石物性（电阻率和地震波速）均与未经破坏的岩石物性存在着明显的差异。因此，利用电阻率法和地震方法可以大致圈定滑坡体的范围、确定滑动面的深度和形状及查明滑坡区地下水的分布等。当滑坡体含水甚微弱或呈干燥状态时，一般采用浅层高分辨率反射地震勘探方法。

天然声辐射和电磁辐射测量用于监测岩石（或土壤）的破坏过程。有关的研究表明，岩石在发生破坏过程中会产生声辐射和电磁辐射。利用射气测量可评价边（斜）坡的稳定性、圈定滑坡体的范围以及监测滑坡过程的动态变化。滑坡本身是一种现代地动力作用过程造成的结果，其应力状况的变化会导致射气场的异常变化。有关的测量结果表明，在滑坡地区射气场一般起伏很大，最高与最低浓度之间可相差 8 ~ 12 倍，并且存在着带状异常和簇状异常，异常的走向以垂直斜坡倾向为主。滑坡体本身对应于射气场偏高的部位，但在不同地区，射气浓度可能很不一样，这种差别主要是由于滑坡的发展阶段及所处的构造、地动力环境不同造成的。在同一滑坡体的不同部位射气浓度亦不相同，靠近滑坡轴部平均射气浓度比在滑坡的边缘部分高，在活动滑坡上这一点表现尤为明显。

探地雷达以其分辨率高、对电导率变化和水具有极强的敏感性为特点，是确定基岩中裂隙、节理和层理的有效手段。在采石场和露天采矿场，应用探地雷达成功地填绘出岩石内裂隙的分布及其连续性，这对评价边坡稳定性是至关重要的。

当滑坡规模大、成灾地质条件复杂时，可采用综合地球物理方法。如钻孔交叉地震法与深部钻孔交叉地震折射法，地震反射剖面与声波测井剖面等，并用钻孔验证。

11.2.1.2 滑坡调查的实际应用

（1）圈定滑坡体的范围并确定滑动面的深度

在滑坡区，岩石天然结构受到破坏，矿物组分也发生变化，含水量和孔隙水含盐度增大。因此，滑坡体内岩石的电阻率和地震波速明显低于滑坡体

外未经破坏岩石的电阻率和地震波速。由于滑坡体内外的电阻率和地震波速变化明显，故可借助电阻率测量和地震测量来圈定滑坡体的大致分布范围并确定出滑动面的深度。美国、苏联利用这两种地球物理方法均取得了较好的效果。

图11.1为伏尔加河谷滑坡区的一条剖面。地电剖面的上部是由较干燥的滑坡沉积物组成，电阻率为20Ω·m。第二层为滑坡体的主体，其特征是含水量增高（达34%～37%），因而显著降低，为4～5Ω·m。第三层是未受滑坡影响的泥质岩石，其含水量为25%～28%，值与地面电阻率ρ_1相当。根据测量结果，在滑坡体内电阻率测深曲线一般为H型（$\rho_1>\rho_2<\rho_3$），而在滑坡体以外曲线类型发生了变化。据此可以圈定滑坡体的范围并确定滑动面的深度。这一测量结果所反映出的规律具有普遍的意义。在美国加利福尼亚南部一深切河谷的沿岸进行了电阻率和地震折射波综合测量，也证明了这一规律。

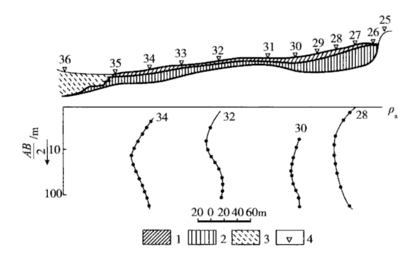


图11.1 伏尔加河谷滑坡区地电剖面

1—干燥滑坡物质；2—含水量较高的滑坡物质；3—现代冲积物；4—电测深点

俄罗斯一直比较重视利用射气测量来研究滑坡。从20世纪80年代到现在都有文献报道这方面的成功实例。莫斯科地质勘探学院曾利用射气法对沃里斯克西南伏尔加河右岸一片计划进行建筑的滑坡区进行了研究。结果显示，滑坡区内岩石Rn浓度平均比未扰动岩石的Rn浓度高5倍。调查表明整个滑坡地区并非一个整体，而是由9个滑坡体组成的，彼此之间的界线为Rn和Tn异常带。由于不同滑坡体的滑动速度可能不同，因此建议建筑物都设计在单个滑坡体范围内，对这个地段或滑坡体采取防治措施。

（2）探测滑坡区的含水状况（层位水位等）

滑坡的形成与地形坡度、地层岩性、地质构造等因素有关。有时坡度虽

小，但土质疏松或岩石是硬度较小的页岩或泥岩，特别是坡面与岩层面平行时，也容易产生滑坡。当降水渗入土层或岩层时，在浮土与基岩界面或岩石中间的界面上，往往形成一种易于滑动的泥化层，日积月累，特别在大雨后就易形成滑坡。另外，滑坡的地下水分布与补给，特别是对岩石滑坡、堆积层滑坡而言，一般是由其所处的地质构造和地层岩性条件所决定。因为构造条件和地层岩性控制着地下水运动、相互补给的途径，如断裂带、裂缝带的透水性和导水作用都较好。滑坡区内由于滑坡体物质与基岩顶面存在着明显的透水性差异，因而大量的地下水可沿着基岩顶面活动，尤其是基岩顶面的沟槽适宜于地下水的汇集。

由此可见，地形、地层岩性和地质构造是滑坡形成的前提条件，而地下水的活动是其诱发因素。利用地球物理方法可以了解地下水的分布、作用，这对预测滑坡以及采取防滑措施有着重要的意义。

地球物理方法可用来确定地下水位及其随时间的变化。一般可采用电测深法、地震折射法、甚低频法等。在一些滑坡地质断面上，由于粘土层的存在限制了用电法测地下水的深度，因此往往使用地震折射法。饱水与非饱水岩石的纵波波速之比往往与岩性、孔隙度有关，但通常大于 1.4，通过重复地震测量，可以了解最大和最小降雨量期间的水位变化，将不同时间绘制的地下水位等值线图进行对比，可以评价地下水位变化的动力学特征。

（3）监测滑坡的发展过程

滑坡在孕育和发展过程中，往往会导致岩体位移、应力集中而引发岩体产生微破裂，从而导致声辐射。除了常规的监测技术外，声辐射技术、微动观测也能用于监测滑坡的发展过程。

在日本中部被第三纪沉积物覆盖的许多地区滑坡频繁发生，已采用了各种方法来查明滑坡产生的机制。其中的方法之一是微动观测法，该方法通过微动观测，求出质点运动的频谱及轨迹，以此确定地下地质结构的颤振特性和变化过程，从而观测滑坡的移动。

直接观测滑坡物质的移动方向和速度对评价斜坡的稳定性和监测滑坡的发展是很必要的。为此可采用地球物理方法监测人工和天然基准点。例如，可以把永久磁铁放在滑坡体内的钻孔中，它所引起的磁异常最大值应超过测量精度的 5～10 倍，钻孔的布线应垂直滑坡方向，井口的平面位置与高程同滑坡体外基岩上的固定大地测量基准点联测。磁铁在地面投影位置的测量精度为 0.1～0.15m，对磁铁位置进行重复测量，周期长短要考虑使移动的距离为测量位置精度的 2～3 倍。把不同时期所测的磁异常场图加以对照，就可以确定移动的方向和距离，进一步可求出移动的速度。作为天然基准点，

可利用滑坡体内长期存在的不均匀体，其物性与围岩有明显差别，如视电阻率和自然电位局部异常（岩相的变化、水分的增多等）以及局部磁异常（如滚石、粘土透镜体）。

11.2.2 泥石流灾害的调查及治理

（1）泥石流地质调查中的地球物理方法

在泥石流灾害的勘察中，地球物理方法主要用于了解泥石流形成区地层、地质构造、基岩埋深、风化厚度和分带性，第四纪松散堆积物集中的堆积体的分层和厚度；了解泥石流堆积区中泥石流堆积物的分布、性质、厚度等；设计堤坝区的冲积层厚度。用到的方法有浅层地震、电阻率法及探地雷达等。

（2）地球物理方法的应用

为了制订合理的规划，必须对泥石流的补给源进行调查，地球物理方法在这项工作中可以起到很大的作用。例如，格鲁吉亚的杜卢日河曾多次发生灾难性泥石流，为此，沿岸修建了一道很长的防护石坝，经泥石流的冲刷已逐渐损坏。因此，必须对该河从河源至下游的所有泥石流补给源的分布、补给材料的厚度与规模进行全面的调查，以便采取措施控制补给源。在该地区采用电测深法，确定了补给区的地质结构、疏松沉积物的厚度以及堤坝设计地区冲积层的厚度。

如在辽宁省新宾县和平村，泥石流滑坡体是由第四系的碎石、含角砾粉质粘土、残积土组成。根据本区岩性特征分析，由于基岩是隔水层，滑坡体由粘土和碎石组成，厚度较小却变化较大，电阻率值随滑坡体含水的不同而有变化，具备高密度电阻率方法勘探前提。高密度电阻率法勘探的排列方式有很多，经试验选择偶极装置。由于滑坡体厚度较小，为了地表分层定位，在试验过程中，根据工作任务的需要，本区布设了七条剖面，采用3 m的点距，利用测绳量距，GPS收点。测量结果绘制了带地形高密度二维视电阻率拟断面图，进行了异常推断解释，基本上查清了滑坡体的大致分布情况。根据异常剖面特征，进行了钻探、井探等山地工程验证，验证结果与地球物理方法推断基本一致。

图11.2为高密度电阻率二维剖面，剖面长90m。根据剖面分析，在0～60m处电阻率显示为低阻，低阻体的厚度大约为6～8m。在60～90m处电阻率值明显增大，是地质体浅部由碎石引起，厚度较小、含水较少，是比较稳定的岩体。该剖面基本上反映出滑坡体的大致位置和形态特征，为工程验证提供了准确的地球物理探测信息资料。

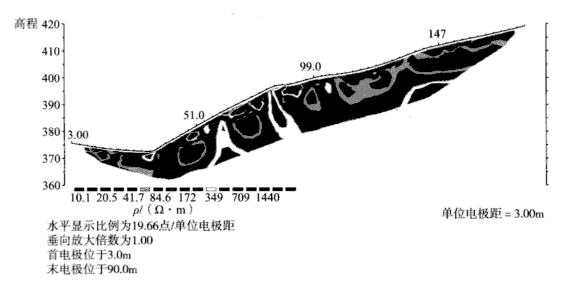


图 11.2 高密度电阻率二维剖面图

11.2.3 岩溶塌陷与地裂缝的调查

地球物理方法是一种成本低、效率高的有效勘探手段，对于岩溶、塌陷及地裂缝地区的勘探尤其显得突出。其目的是与其他勘探手段相配合，以达到更迅速、经济地取得正确而全面的地质成果。其基本任务是通过测定地质体的物理场的变化及有关物理参数，来探查隐伏目标地质体的分布与特征。

11.2.3.1 调查中的地球物理方法

不同地质目标调查的地球物理方法见表 11.4。由于岩溶发育区的地质条件差异很大，所以地球物理方法的使用也要“因地制宜”。从近年来国内外岩溶地质调查的方法应用情况来看，各种地球物理方法在一定程度上均可用于岩溶的调查和研究。

表 11.4 不同地质目标调查的地球物理方法

地质目的	地球物理方法
第四系覆盖层的岩性、厚度及分布，古河道、埋藏洼地、漏斗、槽谷	电阻率法、地震折射法
基沿埋深及基岩面起伏形态	电阻率法、地震折射或反射法、微重力法、探地雷达
隐伏断裂破碎带	电阻率法、地震折射法、频率测深法、α 卡（杯）、电磁波 CT
岩溶洞穴、土洞、岩溶发育带、地下河管道	电阻率法、地震反射法及瑞雷面波法、探地雷达、频率测深法、甚低频法、声频大地电场法、α 卡（杯）、电磁波 CT

续表

地质目的	地球物理方法
地裂缝调查	弹性波法、地震折射法、音频大地电磁法、探地雷达法、微重力
岩土体松动带、岩体完整性及弹性力学参数	波速法、声波测井、综合测井
地下水流向流速	充电法、自然电场法

11.2.3.2 地球物理方法的应用

(1) 评价与监测由岩溶引起的地面沉陷

岩溶区溶洞的发育是造成地面沉陷的直接原因。为了有效地评价可能发生的地面沉陷，需要查明溶洞的发育规律和分布特征。例如在美国北卡罗来纳州威尔明顿西南17km处的一条铁路干线时常出现地面沉陷直至崩塌现象。这一地区地质剖面自上而下分为砂层、粉砂粘土岩、薄砂岩和灰岩。引起地面沉陷和崩塌的直接原因是由于地下发育有直径很小的岩溶管。岩溶管最初发源于灰岩中的小溶洞，然后逐渐扩展到上覆的粉砂质粘土层、砂层，直到地表。尽管这种岩溶管在地下的直径很小，但一旦引起地面塌陷，其范围可达到6～15m（直径）。为研究和摸清该地区岩溶管的发育特征，研究人员最初沿铁路干线打了一百多口浅孔，但结果很不理想。为此，研究人员选择了探地雷达进行试验。初步的测量结果表明，虽然其探测深度达不到基岩的深度，但粉砂质粘土层顶部的形态特征可作为指示地表沉陷的一个标志，而雷达可有效地探测到这一标志。通过钻孔对探地雷达异常也进行了验证，结果在异常处打到了岩溶溶洞。

继该试验取得成功之后，又开展了以探地雷达为主，结合地震折射和微重力的综合地球物理测量。通过对不同测量结果的分析和对比，可较好地查明覆盖层和基岩中是否存在着已有的或潜在的岩溶特征。例如，若重力显示出低异常且雷达剖面亦有异常反映，则在基岩中存在着溶洞，且上覆的盖层中也发育有岩溶管特征；若重力剖面有低异常而雷达剖面无异常反映，则表明基岩中有溶洞但尚未发育岩溶管。根据折射测量结果可确定出基岩的深度，并可判断出有利于发生塌陷的强风化和溶蚀的基岩地段。此外，通过深入分析探地雷达剖面上的异常细节可以对岩溶的发育特征以及可能发生的地面沉陷所处的发育阶段进行正确的评估。

(2) 探测矿区的地下硐室和矿山巷道

在开采区，地下硐室的探测已成为一项重要任务，地球物理方法在这一领

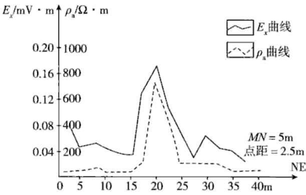
域可发挥重要作用。国内外的资料显示，地震方法，特别是高分辨率地震反射法，电阻率法和一些放射性方法等可用于矿山开采中的地下废巷道、硐室等洞穴的探测，并且有许多成功的应用实例。

美国科罗拉多大学利用地震方法对探测和定量描述废弃的煤矿巷道进行了理论研究和实际探测。理论研究表明，三种物理效应使地震方法完全适用于洞穴的探测：①洞穴的直接反射或散射；②由洞穴共振诱发的二次反射或散射；③应力诱发的速度效应。其中第三种效应的实质内容是：空洞的存在会大大影响到其周围的原始应力分布而诱发速度的变化。由于洞穴周围的侧向挤压增强，使得洞穴上方传播速度增大。这样，用地震测量便可探测出地下洞穴。研究人员在美国中西部三个煤矿区作了野外测量，取得了较好的探测效果。美国堪萨斯州地质调查所利用浅层高分辨率地震反射法探测煤层内的洞穴。利用地震反射法确定洞穴位置，在 12 次覆盖的共深点剖面上，可以明显地看到，洞穴与煤层相比，波的振幅较低、频率较高、相干性差、信噪比低，二者易于区分。地震测量结果得到钻探的证实。此外在另一个实行水采的盐矿上，直接探测到了地下 50m 深处岩盐溶蚀形成的洞穴。

煤炭部科学研究院从 20 世纪 80 年代开始用二维自动地电阻率系统探测地下废巷道、洞穴等。在门头沟区，确定出了老窑分布。为验证解释结果，专门设计了验证孔，结果两个验证孔都见到了老窑采空区，表明该方法的探测效果良好。

(3) 确定裂隙破碎带

地球物理用来圈定裂缝和岩溶带主要方法是音频大地电场法，它用来测量频率在 20 ~ 20000Hz 间的大地电磁场的电分量，在隐伏的裂缝和空洞上，无论它们是否充填，都出现明显的电分量 E_x 和视电阻率异常（图 11.3）。该方法在链子崖查出宽度几厘米至几米的隐伏裂缝 5 条，地表明缝的隐伏段 13 处，推断出一条近南北向、长约 200m、宽数米的隐伏岩溶发育带。在随后布置的距地表数十米的勘探平硐中，在所推测的岩溶



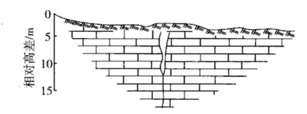
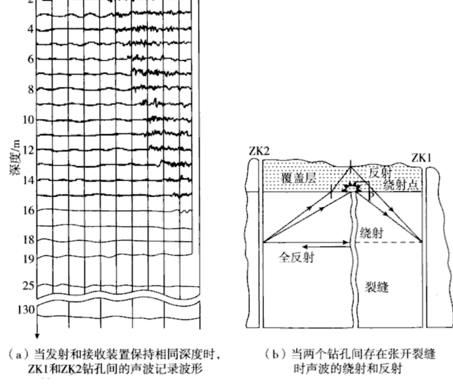


图 11.3 一条隐伏裂缝的实测剖面

发育带的位置上揭露出岩溶盲竖井，水平截面 3.4m × 5.3m，向下可见延深约 20m，证实了音频大地电磁法成果的可靠性。

在评价危岩的破坏程度时，查明裂缝的下延深度是很重要的，为此作了井间声波测量。在一条裂缝的两侧布置了两个钻孔，ZK1 和 ZK2，在一个孔内激发声波，在另外一个孔中放置可贴壁的三分量检波器进行接收，从孔口（或孔底）开始，以一定点距同步发射和接收信号，结果发现 2 ~ 16m 井段可以接收到可靠的信号，但走时逐渐拉长、振幅逐渐减小。从 19m 以下，完全无法辨认波形，再往下直至 130m 均收不到信号，如图 11.4（a）所示。



（a）当发射和接收装置保持相同深度时，ZK1和ZK2钻孔间的声波记录波形

（b）当两个钻孔间存在张开裂缝时声波的绕射和反射

图 11.4　裂缝的检测

如果两孔之间没有裂缝，在 2 ~ 4m 深度内（覆盖层），接收信号应最小，走时最长。因为低速覆盖层对弹性波的衰减大于基岩，在进入基岩后振幅应增大而走时缩短。实测结果与此相反，因此可推断，在 5m 以下，从基岩顶部开始便存在至少一条以上张开裂缝，5 ~ 17m 接收的信号是通过覆盖层绕射或从地面反射至接收点的，如图 11.4（b）所示，故裂缝至少贯穿到 150m，以上

推断得到了室内模拟试验的证实。

（4）确定水库区（湖区等）裂隙泄漏带

可以利用自然电场法和电阻率法确定渗漏点或圈定泄漏带，并且效果颇为明显。在水库、湖区渗漏地点上往往出现明显的自电负异常。电阻率法的使用应根据实际情况采用不同的排列装置。在美国佛罗里达州中西部兴建了一些用于旅游、农业的人工湖。由于地处岩溶区，人工湖出现严重的泄漏现象，为此使用了电阻率测量。测量结果显示出与线性裂隙（是引起湖区泄漏的原因）有关的异常，由此成功地探测到泄漏地带，这为后来采用的补救方案和措施提供了必要的信息。

11.2.4 矿井灾害的监测与预警

（1）煤层自燃的监测

煤层自燃是由于自燃物质在一定条件下发生物理化学变化，聚积热量而导致燃烧的。一般煤层发生自燃的基本条件为：①具有低温氧化特性（即自燃倾向性）的煤呈碎裂状态存在；②通风供氧使煤的氧化过程不断发展；③在煤的氧化过程中生成的热大量聚积，难以及时疏散。

影响煤自燃倾向性的因素主要为其变质程度、水分、硫分、煤岩成分及粒度。一般情况下，低变质、少水分、丝煤和镜煤多、含硫量大而粒度小的煤，自燃倾向就高。煤的自燃实际上是煤自身氧化加速的过程，其氧化速度快到使产生的热量来不及向外扩散的程度时，就会形成自燃。

一般原煤具有较高电导率，而自燃区上覆岩层长期受煤层自燃烘烤，含水量小，电导率低，巨大的电性差异可以区分出原煤层与围岩；煤层经过自燃成为部分氧化煤或完全氧化煤，其成分发生巨变，从而引起电性的明显改变。因此，也容易区分完全燃烧煤、部分氧化煤及原煤，从而圈定火区范围。目前，可用于煤田火区探测的地球物理方法有：探地雷达、自然电场法、重力法、磁法及氡气测量。

以宁夏某矿区为例，目的煤层厚约 28m，其中含 10m 夹矸，煤质为致密无烟煤；其上覆盖 30 ~ 35m 厚的致密砂泥岩，不含水；其下为 12m 厚的泥岩、砂质泥岩。采用瑞典 RAMAC 雷达系统 10MHz 低频天线，天线间距为 8m，时窗为 2476. 31ns。图 11. 5 和图 11. 6 是该矿区煤层自燃区的探地雷达探测图像，图中 A 区为原煤区，B 区为部分氧化煤，C 区为完全氧化煤。在图中可直观清晰地看到煤层和自燃区的分布情况。由于煤层自燃，上覆砂岩逐次塌落，在地面上形成许多垂直裂缝，造成剖面反射波相位的不连续。原煤层一般表现为反射波相位连续，煤层未受影响。局部有裂缝引起煤层断开；而部分氧化煤

（残留煤）表现为串珠状，煤层变薄；完全氧化煤则经过较充分的自燃，剖面上显示仅剩很薄或不清晰的煤层层位。图中原煤层分层特征明显，而完全氧化煤无明显反射界面，残留煤则介于二者之间。

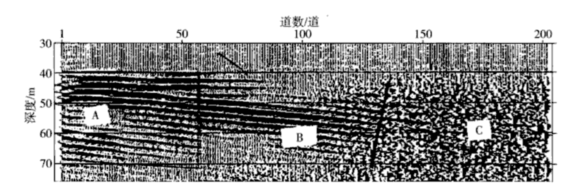


图 11.5 煤层走向方向自燃区雷达探测图像及解释

A—原煤区；B—部分氧化煤；C—完全氧化煤

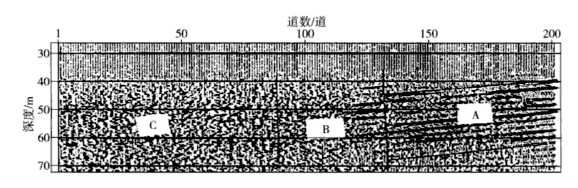


图 11.6 煤层倾向方向自燃区雷达探测图像及解释

A—原煤区；B—部分氧化煤；C—完全氧化煤

（2）陷落柱的探测

当煤系地层的底板为灰岩而且岩溶发育时，溶洞上方的煤系地层常常坍塌，形成煤层中的陷落洞，这些陷落洞随后又可能被其上方崩落的致密岩石充填，形成陷落柱。其规模有大有小，小者直径仅数米，大者可超过百米。陷落洞及随之形成的陷落柱常常是地下水的通道，有可能在采煤过程中导致突水，淹没矿井，造成巨大损失。陷落柱又是目前综合机械化采煤作业的主要障碍之一，往往导致综采作业的中断和采煤机械的损坏。目前尚缺乏探测陷落柱的有效手段，不同单位利用不同的地球物理方法进行试验，都取得一定效果。可以利用的地球物理方法有地震勘探、高密度电法和高精度磁测等。在实际应用中应采用综合地球物理方法进行探测。

目前已开展过三维地震探测陷落柱的可行性研究。结果表明，只要矿区具

备地震勘探的施工条件，煤系地层能够产生足够强的反射波，就可以应用三维地震方法探明陷落柱的位置和形状。在陷落柱存在的地方，煤系地层同相轴发生明显变化，阻抗界面的凹陷导致同相轴的下凹，反射波的振幅也变低，振幅极小值与陷落柱中心相对应。为了提高探测的分辨率。北京西山矿务局科研所等单位还进行了利用地震层析成像探测陷落柱的物理模拟试验。试验结果表明，现有地震层析成像技术可以准确确定煤层中陷落柱的有无及其分布范围。

煤炭科学研究院西安分院曾利用槽波透射法探测陷落柱的位置。槽波是在煤层中激发，通过同一煤层传播、衰减或反射，并在同一煤层中被接收的地震波。由于煤的密度和波速基本上等于围岩的一半，因而在煤层内激发的弹性波大都集中在煤层内传播。槽波可以用来探测煤层的不连续性。槽波地震法根据其震源和接收点的相对位置不同而分为透射法和反射法。当震源和接收点位于工作面同一侧进行探测时为反射法，当震源和接收点位于不同侧，接收透射波时为透射法。例如在某煤矿的巷道 - 钻孔、巷道 - 巷道、钻孔 - 钻孔之间进行了槽波透射探测，发现了两块低速异常 D 和 E，速度值仅 1472m/s。其中 D 异常与工作面揭露的 8 号陷落柱位置对应。E 异常为球形，也解释为陷落柱，并已用其他方法证实。由于水的波速是 1400m/s，而陷落柱的波速是 1472m/s，故推断陷落柱内的充填物胶结性不好，松散，富含水。将该资料提供给煤矿，避免了灾害的发生。

（3） 突水的预测

突水又称灾害性涌水。当矿山巷道在施工过程中，穿过充水溶洞发育的地段、厚的含水砂砾石层、与地表水连通的较大断裂破碎带、积水老硐等时，会发生大量涌水的突发事件，使矿山被淹没。因此，为了预防突水，就需要事先查明含水地质体的位置。有时，矿山已经发生突水，需要查明突水位置，以便采取堵漏措施。

原郑州地质学校曾经利用天然电场选频法成功地发现了煤矿的充水坑道。天然电场选频法是音频大地电磁法的一种，它以天然大地电磁场作为工作场源，测量天然大地电磁场的几个不同频率在地面产生的电分量异常，来研究地下地电断面的电性变化。选频的目的在于：①提高抗干扰能力，压制工业电的干扰；②不同频率获得的异常曲线可以互相对比，增加资料解释的可靠程度；③不同频率的电磁波勘探深度不同，可以利用不同频率获得的异常曲线粗略估算异常激励体的埋深。

中国矿业大学对利用以巷道高密度电法为主的综合地球物理方法预测突水的理论和工作方法进行了系统研究。

(4) 瓦斯突出的预测

煤矿瓦斯突出迄今仍然是威胁煤矿安全生产的主要灾害之一。通过地质勘探阶段的钻孔，可以了解煤层瓦斯的赋存状况，但由于钻孔孔距过大，一般为500～1000m，对指导煤矿日常安全生产缺乏实用意义。因此，近年来开始研究煤矿瓦斯富集带预测技术，就是在煤炭开采之前，在地面开展高密度、高精度的地球物理和地球化学探测，预测出瓦斯富集带。该项技术包括高分辨率地震、频谱激发极化、电导率成像和气体地球化学测量。

地震探测采用高密度高分辨率多道地震采集、高精度和高分辨率处理以及人机联作进行岩性剖面解释。利用地震纵波、横波和转换波取得有关煤层、煤层构造、煤层顶底板岩性、裂隙、孔隙度、瓦斯聚集带的一系列信息。这套地震探测系统不仅研究包括落差仅几米的断层在内的构造，更重要的是研究岩性、孔隙度变化和裂隙发育带等导致瓦斯富集的条件。

瓦斯垂直向上运移使上覆岩层的物理、化学性质发生变化，在近地表处形成次生的硫化矿物晕，因此可以采用谱激发极化方法预测瓦斯富集带。

电导率成像技术通过连续电导率剖面测量探测煤层顶底板岩性、裂隙发育程度，进而预测瓦斯富集带，瓦斯富集带在电性上表现为高阻。

瓦斯及存在于其中的其他气体（如汞）上移到近地表，或被土壤吸收，或逸散出地表，形成气晕异常。因此采用气体地球化学测量，在地面探测由地下逸出的微量烃类气体和汞蒸气等，可以预测煤矿的瓦斯富集带。

上述几项探测技术，形成煤矿瓦斯富集带预测的技术系列，在实际预测中可因地制宜选用两种或两种以上方法的组合，以减少多解性，提高预测的可靠程度。

(5) 井喷的预防

地下流体压力超过静水压力20%或更高就属于过压，过压会导致井喷。对付过压可采用高密度泥浆或下套管。在未知地区，为了防止井喷，事先就可以采用高密度泥浆，但如果地下流体压力正常，这会导致泥浆大量渗入高渗透性层位，那里的油气就被挡在离钻孔一定的距离上，使试油的结果被歪曲。因此，预测过压带既有利于采取措施防止井喷，又有助于选用最佳工艺，避免重泥浆对正常压力和低压层位的不利影响。

根据测井结果，过压带的孔隙度高、密度降低，弹性波速尤其低。因此，可以采用共深度点法的地震反射测量来圈定过压带。工作中先通过统计处理求出正常压力地区波速与深度的关系曲线，然后将待研究区与正常压力区的波速－深度曲线加以对比，波速比正常值低可能是过压的反映。

(6) 岩爆的预测

岩爆是一种极为常见的矿山地质灾害。深部岩体在高围压作用下变形所积聚的大量弹性能，在人工开挖巷道时，会急速释放出来，造成岩石突然爆裂和坍塌。

近年来为了进行岩爆预测，已做过大量研究，例如美国矿山局曾利用三维地震层析成像方法来了解矿山的异常应力状况，圈出应力集中区和应力释放区。

为了预报岩爆发生的位置和时间，苏联、美国和波兰等国还相继研制出试验性的声辐射监测系统，利用岩石破坏过程中产生的天然声辐射进行预测，以声脉冲能量的突然增大和脉冲时间间隔突然减小作为岩爆发生的前兆。

德国的鲁尔大学等单位还研究了利用重力法预测煤矿岩爆的可能性，因为岩体扩容作用的发展会引起随时间变化的异常重力场，不同时间测得的重力异常的差异及其随时间变化的趋势，可以作为岩石稳定性变化的前兆。根据异常差值的奇异点位置则可确定岩石密度变化带的中心。

11.2.5　其他地质灾害的监测与防治

(1) 海水入侵的调查

地球物理方法在海水入侵的调查中主要用于查明以下问题：

①圈定海水入侵空间分布界线；②圈定海水入侵通道；③观测咸淡水界面运移规律；④入侵区域地下水中 Cl^- 浓度的变化趋势。

国内常用于海水入侵调查的地球物理方法有电测井、井液电阻率、无线电波透视、地层电性特征分析等。调查时应结合具体情况选用，以提高应用效果为原则。地层电性特征分析适用于大范围而钻孔密度比较小的地区。不同海水入侵 ρ_V 值变化情况见表 11.5。

表 11.5　不同海水入侵值 ρ_V 变化情况

侵染区段	严重入侵区	轻度入侵区	非入侵区
$\rho_V/\Omega\cdot m$	2 ~ 17	17 ~ 30	>30 ~ 100

进行资料解释时，在第四纪地层厚度大、沉积分布比较均匀的地区，测出的曲线比较圆滑，使用量板法解释比较好；在第四纪地层比较薄、岩性变化比较大，特别是在基岩地区测出的曲线一般拐折多变，用拐点切线法或简易拐点切线法解释比较好。

(2) 土地盐碱化灾害的调查

在农田灌溉当中，如果排水不畅，就会引起次生盐碱化。航空红外摄影、

航空和地面电法是探测次生盐碱化的有效方法。例如，在苏联中亚的“饥饿”草原，主灌渠两侧由于地下水面的上升发生次生盐碱化，其视电阻率较低（6～10Ω·m），但在淡水从渠中漏失的地段也出现局部的脱盐带，其电阻率明显升高（15～30Ω·m）。在澳大利亚广大地区，尤其是西澳，由于农田开垦和灌溉，地下水面上升，使土壤深层的盐到达地表，导致盐碱化。为了解盐碱化的分布和区域水文地质条件，开展了航空磁测和电磁测量。其中航磁资料用来了解地质构造，航电资料主要了解盐的分布。研究发现，土壤含盐度与室内、野外测定的电导率之间呈正相关关系。

我国原长春地质学院等单位也曾研究用电（磁）法和农业化学样品分析相结合的办法进行区域性盐碱化调查。他们提出，表层电阻率受土壤含水量和温度的影响很大，必须进行改正。研究结果表明，在温度不变的条件下，土壤含水量从10%变到25%时，视电阻率大约变化50%；在含水量不变的条件下，温度每变化1℃，土壤视电阻率约变化2%。根据大量试验的结果，可求出不同含水量和温度的视电阻率改正公式。通过测量和改正获得表层视电阻率后，可将其换算为土壤含盐量、阴离子浓度和pH值，这要求在测区内一些具有代表性的地段上测量土壤视电阻率并进行农业化学样品分析，用数理统计方法求出土壤视电阻率与上述三者的关系式，然后将这些关系推广到全测区。

11.3 地质灾害预警技术

要防治地质灾害，将地质灾害损失降低到最低限度，就要求人们遵守自然界的发展变化规律，自觉地遵守和维护国家的有关法律和法规，保护我们的生存环境。

用于地质灾害防治的工程技术有多种，主要有三类，①主动型——排水（地表、地下水）、灌浆、高压注浆和锚固（锚杆、锚索）等；②被动型——抗滑桩、挡墙、回填和混凝土置换等；③复合型——锚拉桩、锚拉墙、爆破和堆填等。通常把灾害防治归纳为“拦、排、稳、固”四个字。按治理灾害的技术来讲，有桩技术、注浆技术、连续墙技术及锚固技术等。

11.3.1 桩技术

桩技术是目前在我国基础设施建设和地质灾害防治工程中应用最广、技术最成熟的一种手段之一。改革开放以来，我国基本建设投资剧增，工程项目遍布大江南北，一些中心城市成了建设的工地。由于我国幅员辽阔，地质条件千

差万别，急需基础处理技术的快速发展，在这种背景下，我国桩技术得到了充分的发展，技术日臻完善，很好地满足了经济建设发展的需求。

(1) 桩的种类

随着地基基础工程技术的发展，桩的类型越来越多，分类方法也多种多样。图 11.7 给出了按陈仲颐等人的分类方法划分的桩的类型。

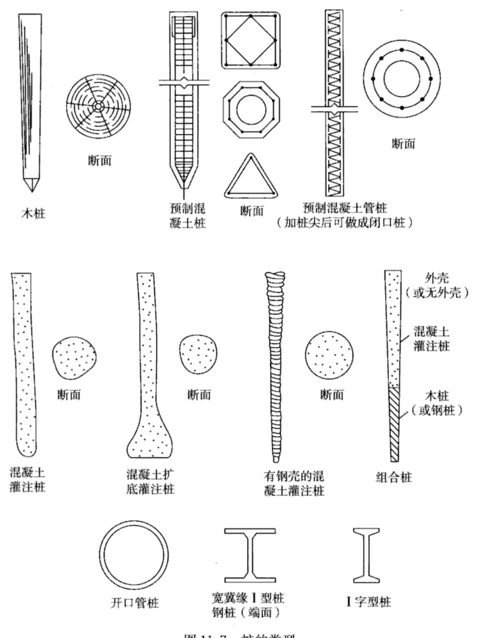


图 11.7 桩的类型

按施工方法划分：预制桩、就地灌注桩；

按制桩材料划分：钢筋混凝土桩、木桩、钢桩、碎石桩；

按桩承台位置划分：高桩承台、低桩承台；

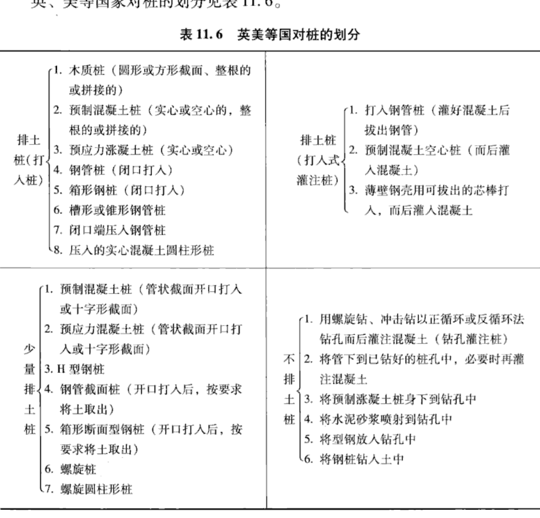
按桩的荷载传递划分：摩擦桩、端承桩；

按桩的排土作用与否划分：排土桩、不排土桩；

按桩的直径大小划分：微桩（直径小于250mm）、普通桩（直径在250～800mm之间）、大口径桩（直径大于800mm）。

英、美等国家对桩的划分见表11.6。

表11.6 英美等国对桩的划分



排土桩(打入桩)： 1. 木质桩（圆形或方形截面、整根的或拼接的） 2. 预制混凝土桩（实心或空心的，整根的或拼接的） 3. 预应力涨凝土桩（实心或空心） 4. 钢管桩（闭口打入） 5. 箱形钢桩（闭口打入） 6. 槽形或锥形钢管桩 7. 闭口端压入钢管桩 8. 压入的实心混凝土圆柱形桩	排土桩（打入式灌注桩）： 1. 打入钢管桩（灌好混凝土后拔出钢管） 2. 预制混凝土空心桩（而后灌入混凝土） 3. 薄壁钢壳用可拔出的芯棒打入，而后灌入混凝土
少量排土桩： 1. 预制混凝土桩（管状截面开口打入或十字形截面） 2. 预应力混凝土桩（管状截面开口打入或十字形截面） 3. H型钢桩 4. 钢管截面桩（开口打入后，按要求将土取出） 5. 箱形断面型钢桩（开口打入后，按要求将土取出） 6. 螺旋桩 7. 螺旋圆柱形桩	不排土桩： 1. 用螺旋钻、冲击钻以正循环或反循环法钻孔而后灌注混凝土（钻孔灌注桩） 2. 将管下到已钻好的桩孔中，必要时再灌注混凝土 3. 将预制涨凝土桩身下到钻孔中 4. 将水泥砂浆喷射到钻孔中 5. 将型钢放入钻孔中 6. 将钢桩钻入土中

（2）桩的使用

当前，桩基础已广泛应用于工程建设各个领域，成为基础施工中一种重要手段，对经济社会发展和人们生活水平的提高做出了巨大的贡献。通常在下列情况下采用桩技术：

①当地下水位很高时；②处于边坡、海滨的重要建筑物和构筑物；③当建筑物或构筑物对地面沉降要求很高或对不均匀沉降非常敏感时；④当建筑物需要将巨大的集中荷载传递给基础时；⑤当建筑物的地基土易被侵蚀或冲刷时；⑥在目前桩技术条件下，准备修建的建筑物地基下面有可靠的岩土层；⑦当上部建筑物或堆积物需要较大的垂直和水平向的荷载时。

当存在下列工程条件时，宜采用灌注桩：

①桩端持力层坡角变化较大，土层厚薄不均、岩石风化程度差异较大、地层成因及构造复杂时；②地基上部土层满足不了建筑物设计荷载要求而需将基础埋置很深，采用预制桩又因桩身太长施工困难时；③持力层为基岩，桩端必须进入基岩才能获得足够的承载力，并防止过大沉降时；④地基土内夹有大孤石或存在硬夹层，采用打入桩不易穿过时；⑤河床冲刷较大、河道不稳，冲刷厚度难以计算准确，采用浅基础施工困难、不能保证安全时；⑥地基土为粘土、粉土、砂土、基岩地层时。

11.3.2 注浆技术

注浆技术是 20 世纪产生的一种新技术。随着注浆材料、设备的发展，注浆技术在工程领域得到了应用，尤其是在软基处理、坝基防渗等方面应用更是普遍，也成为地基基础工程施工的一种重要技术方法。

11.3.2.1 注浆技术概念和分类

注浆是利用液压、气压或电化学原理，将浆液注入裂缝或孔隙，改善岩石的物理力学性质。注浆的目标是防渗、堵漏、加固，降低岩石的渗透性和孔隙压力，提高抗渗透能力，截流渗透水流。注浆技术应用在砂及砂砾石、软粘土以及湿陷性黄土地层。

根据目前国内外注浆施工技术方法，注浆方法主要分为四类：①渗透注浆，指在一定压力作用下，使浆液充填土的孔隙和岩石的裂隙，将孔隙中的水和气被排挤出去。主要在中砂以上的砂性土和有裂隙的岩石。②挤密注浆，指在较高的压力下灌入浓度较大的水泥浆或水泥砂浆，使土体在灌浆管的端部形成一个扩大体。主要用于非饱和的土体和含有孔隙的松土。③充填注浆，指用于岩石内的大孔隙、大空洞的注浆。主要用在卵石、碎石以及砂砾层。④劈裂注浆，指在一定的压力下，浆液克服地层的初始应力和抗拉强度，引起岩石或土体结构的破坏和扰动，形成新的裂隙或孔隙，使注浆的扩散距离增大。

11.3.2.2 化学注浆技术

化学注浆技术是将化学浆液注入岩土内部，使其在原位进行化学反应，以

增强岩土的工程力学强度和水力学性质，增加岩土的完整性和结构的整体性，达到改善岩土的承载力和提高地层的密实性，起到防渗加固的作用。灌浆材料在灌浆工程中起着关键的作用，灌浆材料性能如何，在世界各国工程界受到了高度重视。在我国的化学灌浆工程实践中，研究和应用的灌浆材料有 10 个系列，分为无机和有机两大类。无机浆材主要有水泥、水玻璃和粘土等，有机浆材有丙烯酰胺、木质素等。我国是水泥大国，资源丰富，因此水泥具有源广价廉、浆液结石体抗压强度高、抗渗性能好、工艺设备简单、操作方便等优点。水泥的缺点是浆液为颗粒性材料，难以注入 0.2mm 以下裂隙和颗入粒小于 1mm 的砂层，以及凝固时间很长，难以准确控制等。丙烯酰胺等有机化学灌浆材料最大的优点是它所制得的浆液都是真溶液，初始黏度较小，可灌进更加细小的缝隙或孔隙；胶凝时间可以根据需要进行调节，使其充填范围恰到好处。其主要缺点是具有一定毒性，污染环境，耐久性差，且价格较贵。水玻璃同水泥一样源广价廉，污染较小，且可灌性好，在许多新型固化剂的作用下，水玻璃类浆液的性能（如耐久性、结石体强度、可灌性、抗渗性等）不断改善，是一类日益重要、有发展前途的浆液，现已广泛应用在工程领域。水泥和水玻璃配合起来使用，最大限度地发挥了水泥、水玻璃两种灌浆材料的优势，提高灌浆效果和工程质量，受到了普遍的欢迎。

11.3.2.3 注浆工艺

注浆技术在施工方面目前比较成熟和使用较多的方法是深层搅拌和高压旋喷。这两种工艺已广泛应用于基础处理和一些地质灾害的防治方面。注浆技术的一般工艺如图 11.8 所示。

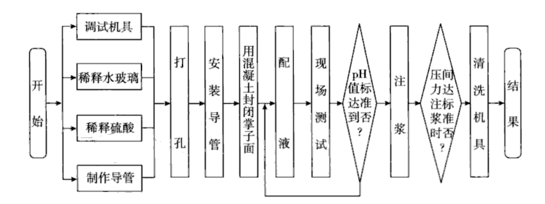


图 11.8 注浆工艺流程图

(1) 深层搅拌注浆技术

深层搅拌是利用水泥或水泥砂浆作为固化剂，通过特制的搅拌机械，在地

层深处将软土和固化剂强制搅拌，使固化剂和软土间产生一系列物理、化学反应，使软土硬结成具有整体性和一定强度的地层。固化剂有水泥类的普通硅酸盐水泥、石膏等，石灰类的生石灰、消石灰，沥青类的地沥青、沥青乳化剂、煤焦油、柏油等，化学类的水玻璃、氯化钙等。

深层搅拌技术的主要优点是：最大限度地利用了原土的物化性能；施工时对周围环境产生的影响较小；施工时无振动、无污染、无噪音；对其他软土地层不产生影响；与其他处理方法相比，节省材料，降低了工程的成本。

深层搅拌技术的适用范围是淤泥、淤泥质土、粉土、对处理以后地层承载力要求不高的地层。

（2）高压喷射注浆技术

高压喷射注浆技术是用来改良土壤、加固土层的施工方法。高压喷射注浆技术主要应用在淤泥、粘性土、砂土、砂砾及部分卵石层等地层，主要目的是加固、防止下沉等。

目前施工工艺有单管、双管和三管三种方法。

11.3.2.4 注浆技术在地质灾害治理中的应用

利用灌浆技术治理泥石流地质灾害。如四川省盐井沟泥石流地形是上游宽、下游窄，南高北低，落差大，沟床陡峻。近年来，由于乱采滥伐和乱挖矿石，尾矿堆积，植被破坏，为泥石流的产生创造了条件。

根据泥石流灾害形成的原因，按照现有的财力和技术水平，治理盐井沟泥石流采用了注浆等技术方法，取得了较好的社会和经济效益。

盐井沟泥石流综合治理工程建有3号坝、5号坝，两坝基采用注浆固结处理，形成地下防护和坝堤防护体系。注浆处理的主要目的是将水泥、砂等注入岩层中，对岩层裂隙、孔隙进行充填固结，改善坝基岩石力学性能，提高岩石的弹性模量和岩石的承载强度，提高岩石密实度，减少岩石变形和不均匀塌陷，有利于截断基础岩石内的渗流。

11.3.3 连续墙技术

近年来，随着国外先进的连续墙设备的大量引进，连续墙技术在中心城市、重点工程领域得到了应用，是一种无公害的施工技术。连续墙技术是世纪基础工程施工领域最有希望的、最有前途的一种技术方法之一。

（1）连续墙的分类与特点

地下连续墙简称地下墙，是利用钻掘设备形成一个槽段而构筑的地下连续墙体。主要采用抓斗式和回转式成槽两种。目前主要应用于挡土、防渗、作为构筑物的承重墙等。

根据施工工艺不同将连续墙分为桩排式、槽段式、预制拼装式和组合式四种。

根据墙的使用材料不同将连续墙分为钢筋混凝土、混凝土、粘土、劲性骨架水泥加固土等。

桩排式连续墙是由相互连接的桩构成的地下连续排桩。通常有一字形搭接、交错相接、间断式和不同材料组合。主要桩的类型是钻孔灌注桩、打入桩或水泥加固土桩。

槽段式地下墙主要是利用专门设备在预定的地下挖一段深槽，然后吊入钢筋笼、灌注混凝土，形成一个槽段，用同样的方法施工下一段槽段，直至形成地下墙。

预制拼装式地下连续墙是根据设计要求，在地下成槽后将预制好的混凝土构件放入槽内，然后在泥浆中加入固化剂，形成一个整体的墙体。

组合式地下墙是利用钻孔灌注桩或槽段式、预制式等多种形式形成的地下墙。这种施工方法只在特殊情况下才采用。

(2) 连续墙设计原则

1) 地下墙单元墙段的平面形状常用的有一字形、L 形、T 形和多边形等。单元墙段的长度一般为 6 ~ 8m，墙的厚度一般为 60 ~ 100cm，最大厚度 120cm。

2) 现浇筑地下墙混凝土设计标号不低于 200 号，预制地下墙混凝土标号不应低于 300 号。

3) 受力钢筋应采用Ⅱ级钢筋，直径不宜小于 16mm，构造钢筋可采用Ⅰ级钢筋，直径不宜小于 12mm。预制地下墙的构造钢筋直径不宜小于 10mm。

4) 一般情况下，墙面倾斜度不应大于 1/150，墙面局部突出不应大于 10cm，墙面倾斜与局部突出之和也不应大于 10cm，墙面上的预埋件位置偏差不应大于 5cm。

(3) 连续墙施工工艺与设备

连续墙施工分准备阶段和墙体施工两个阶段。准备阶段主要是泥浆制备以及泥浆系统的安装，场地平整，挖道沟，做导墙等。墙体施工的主要过程是成槽、清孔、安放接头管、吊装钢筋笼、插入混凝土管、浇注混凝土、拔出接头管等。地下墙成槽中，为了使槽壁稳定，一般要采用泥浆护壁，泥浆性能必须符合一定的要求。

地下连续墙必须使用特殊设备进行成槽。因此连续墙技术的关键就是成槽机具。当前使用的连续墙设备按照成槽机理大致可以分为冲击式、回转式、挖斗式和切割式四种形式。

(4) 连续墙的施工规范

根据建设部颁发的连续墙施工规范，连续墙施工主要分六大部分：导墙施工、槽段开挖、泥浆配置与维护、钢筋笼制作及安装、混凝土浇筑和接缝处理以及工程验收。

1) 导墙施工：一般可采用现浇、预制混凝土或钢筋混凝土及其他材料构筑。导墙深度一般为 1 ~ 2m，顶面应高于施工地面并保持水平。导墙内墙面应垂直，内外导墙墙面间距应为地下墙设计厚度加施工余量，一般为 40 ~ 60mm。墙面与纵轴线距离的允许偏差为 ± 10mm，内外导墙间距允许偏差为 ± 5mm。

2) 槽段开挖施工：开挖前应预先将地下墙划分为若干个单元槽段，其长度一般为 4 ~ 6m。每个单元槽段可由若干个开挖段组成。槽壁及接头应保持垂直。

3) 泥浆要求：最好试用商品膨润土产品，泥浆性能符合相关要求。施工期间，槽内泥浆面必须高于地下水位 0.5m 以上，但不低于导墙顶面 0.3m。

4) 混凝土浇筑和接缝处理：混凝土的配合比按设计要求并通过试验确定，水灰比不应大于 0.6。

11.3.4 锚固技术

我国是多山、多丘陵的国家，基本建设和矿山开发过程中产生了许多高边坡的情况，采用锚固技术是解决高边坡稳定和隧道工程的有效技术方法。通过应用锚固技术解决了许许多多的工程问题，保证了工程质量和工程安全。锚固技术在我国具有广阔的市场前景。

11.3.4.1 锚固的种类与特点

锚固技术广泛应用于铁路、公路、码头、桥梁、水利电力、房屋建筑等工程领域。

锚固技术是将一种新型受拉杆件的一端固定在边坡或地基的岩层或土层中，这种新型受拉杆件的固定端称为锚固端，另一端与其他物体连结，承受来自岩土体的压力，从而维持构筑物的稳定。锚固施工主要包括：锚固材料、结构型式、张拉施工工艺与设备、设计方法以及理论研究、现场测试与工程应用等。

(1) 锚固技术分类

按拉杆材料分：木锚杆、金属锚杆；

按锚头型式分：机械型（楔缝式、内胀式）、胶结型（水泥砂浆、树脂型）；

按照控制变形不同施工方法分：普通锚杆、预应力锚杆；

按使用年限分：临时性锚杆、永久性锚杆。

（2）锚固技术特点

灌浆锚杆，是指用水泥砂浆将一组钢拉杆锚固在伸向地层内部的钻孔中，并承受拉力的柱状锚体。在锚固工程中，以摩擦型的水泥砂浆锚杆使用最多。

灌浆锚杆的钻孔方向一般沿水平向下倾斜，施工时钻孔的深度必须超过滑动面的厚度，在稳定的岩土层中达到足够的有效锚固长度。习惯称锚杆末端锚入岩土层内的有效锚固段所能承受的最大拉力为锚固段的极限抗拔力。影响岩土层锚杆拉拔能力的主要因素是砂浆的握固能力。

11.3.4.2 锚杆的设计

（1）锚杆的设计程序

首先要对工程进行详细的工程地质勘查，掌握地质特征、特性，在此基础上依据锚杆的计算理论对锚固工程进行力学计算。

（2）锚杆支护设计

①选择锚杆的类型（全长黏结型、端头锚固型、摩擦型、预应力型锚杆）；②执行全长黏结型锚杆设计的有关规定；③执行端头锚固型锚杆设计的有关规定；④执行摩擦型锚杆设计的有关规定；⑤执行预应力锚杆设计的有关规定；⑥按照系统锚杆的布置原则。

11.3.4.3 锚固技术的施工要求

钻锚固孔时，应根据设计要求和围岩情况，确定孔的位置。锚杆孔距误差不宜超过150mm，预应力锚索孔距误差不宜超过。预应力锚索的钻孔轴线与设计轴线的偏差角不应大于3°。

锚固技术施工中，锚杆孔深、锚杆孔径、全长黏结型锚杆、端头锚固型锚杆、摩擦型锚杆、预应力锚索等都有施工要求，按相应的要求执行。

11.3.4.4 锚固技术在地质灾害治理工程中的应用实例

（1）应用综述

目前，锚固技术已广泛应用于岩土边坡的加固与滑坡治理，隧洞与地下工程的锚杆支护，坝基、坝体与闸墩构筑物的稳定与加固，深基坑支挡与围护，地下结构抗浮与抗倾覆稳定，悬索构筑物的地下抗拉结构及其锚碇等岩土工程领域。

（2）应用锚固技术的主要原因

充分发掘岩土材料本身固有的能量，最大限度地调动岩土介质内在的强度和潜力。设法加强岩土体的自承和自稳能力。确保工程施工安全及岩土体的长

期持续稳定。

（3）锚固技术应用实例

A. 森山滑坡防治工作

森山滑坡位于日本高知县森山地区。该区表土为崩积土，基岩为辉绿凝灰岩。滑坡的形成主要是水库的水位变化较大。1979 年开始工程治理，使用方法主要是锚固技术。

锚固工程共设计施工 614 根 S5－12 锚索，锚索平均长度 38．4m，总长度 23500m。每根锚索由 12 股直径为 12.7mm 的钢绞线组成，深入到稳定的基岩 8m，与水平面的夹角为 30°。该工程除采用地表排水系统外，还采用 ϕ66mm 水平孔排除地下水，地面用框格工程防护。整个治理工程投资 1.6 亿元。

B. 西河水库锚固工程

西河水库位于铜黄一级公路宜君段。该滑坡体形成以公路走向一致的张性裂缝，上面坡形成近似垂直的滑塌破裂面。主要岩层有：植被覆盖层、泥岩、砂岩、炭质页岩。滑坡体范围较大，长 500 多米，宽 50～100m，并有增长的趋势。存在影响滑坡的三个阶段：一是山体边缘受边缘沉降效应的作用，形成隐性滑坡面，长期处于一种临界平衡状态，当滑坡体受诸如地质工程等外界力的作用时，这种临界平衡状态将被破坏。二是泥岩、炭质页岩遇到水膨胀分解，导致岩层的承载能力大大降低，上覆重载岩石的滑动速度明显加快，形成多阶次生滑坡面。三是砂岩节理发育，受力破坏形成的块状结构体较大，形成的滑动动能大，滑动速度快于其他岩石，导致形成的张性裂隙延展性很强，形成的主滑坡面可贯穿整个滑坡体。

根据工程勘查数据，决定采用锚固工程控制滑坡。锚索设计要求，采取钢绞线作为锚杆体。按坡度 30°与滑坡体的厚度，将锚索布局为上、中、下三排，最长锚索 46m，其中锚固段 10m。每个锚索由 9 束 7 根直径为 5mm 钢绞线组成，每股施加预应力 80kN。

第12章　地下管线的探测

地下管线是城市的重要基础设施，是信息流通、资源传送及废液排放的重要工具。由于种种原因，我国许多城市地下管网分布不清，资料管理不够规范，地下管网无设计、无图纸等。这些都给城镇、工矿企业的建设、改造，使用及维护带来很多困难。因此，地下管线的探测，具有很重要的意义。

12.1　概述

12.1.1　地下管线的种类

地下管线按物理性质分为三类：①铸铁和钢材质组成的金属管道。如：给水、燃气、热力和工业管道等。②由铜和铝材质组成（外用钢铠或铅皮包裹）的电缆。如电力、电讯和有线网络等。③由水泥、陶瓷和塑料材质组成的非金属管道。如排水、工业管道和部分给水等。

地下管线按其作用和应用范围分为七类：给水管线（上水）；排水（污水、雨水）管线（下水）；燃气（煤气、液化气、天然气）管线；热力（蒸气、热水）管线；工业（氢、氧、乙炔、石油、排渣）管线；电力（供电、路灯、电车）电缆；电信（市话、长话、广播、有线网络）电缆等。

⊙给水管：给水管线分为源水管、输水管和配电管，其管材以铸铁为主，也有铜管和混凝土预应力管。各种闸井、泄水井、排气井、测流井、水表井等是给水管线分布的明显标志。但应注意，这些井不一定与管线的中心位置相一致。此类管线，可通过打开井盖直接量取其埋深，实际工作中往往需探明隐蔽特征点，如转折点、分支点等。

⊙排水管：排水管包括雨水、污水的排放管，其管材以混凝土或钢筋混凝土为主，也有用陶瓷管的。排水管的检查井较密，且检查井中心位置一般与管线中心位置一致。因此，通常情况下管线平面位置可以通过检查井的中心位置加以确定。

⊙燃气管：燃气管线分为天然气、煤气和石油液化气管道，按压力分为高

压、中压和低压等。管材以钢管为主，也有用铸铁管的，小管径的燃气管也有用塑料管的。

⊙电力电缆和路灯电缆：电力电缆以直埋为主，一般在人行道下面埋设，当横穿道路时一般都有保护套管，地面埋设的电缆有电力电缆和路灯电缆：电力电缆以直埋为主，一般在人行道下面埋设，当横穿道路时一般都有保护套管，埋设电缆的地面有的埋设了标志。路灯的地下电缆一般沿隔离带或沿着人行道边平行埋设，通常可根据电杆处电缆出口方向确定电缆在电杆连线的哪一侧。

⊙电讯电缆：电讯电缆以管道埋设为主，有少量采用直埋。其管道的管材分混凝土预制管、陶瓷管、塑料管等。转弯和分支处通常有检修井，但是管线中心位置并不一定与井的中心位置一致，在实地探测时应予注意。

⊙供热管线：供热管线通常均为直埋，其管材为钢管，外加聚氯酯保温层和高密度聚乙烯外套。

⊙人防通道：人防通道多为战备所建，有钢筋混凝土灌注、砖砌、钢筋混凝土管道式三种结构。

12.1.2　地下管线探测特点

1）地下管线埋设的环境复杂，地下管线属隐蔽工程，管线探测区域多数在城区的繁华街道或厂矿的复杂地段，地面、地下以及空中干扰较大，不利于常规物探方法的开展。

2）地下管线种类繁多，铺设方式（管线间的连接形式）、管材和型号各异，由管线所形成的物理场的种类和变化较大，增加了管线探测的难度。

3）地下管线探测要求仪器具有连续追踪、快速定向、定点和定深的功能，同时要求能在工作现场作出准确的解释。

4）仪器应具有足够的探测深度（3～5m），有较高的分辨率和较强的抗干扰性能。

12.1.3　地下管线探测方法

地下管线的探测方法一般分为两种：①井中调查与开挖样洞（或简易触探）相结合的方法。在管线复杂地段或检查仪器探测质量时采用。②井中调查与仪器探测相结合的方法。

在各种地球物理方法中，就其应用效果和适用范围来看，依次为频率域电磁法、磁测、地震、探地雷达、直流电法和红外辐射法等。其中电磁法具有探测精度高、抗干扰能力强、应用范围广、工作方式灵活、成本低、效率高等优点，是目前最常用的方法（表12.1）。

表 12.1　探查地下管线的地球物理方法

方法名称			基本原理	特点	适用范围	示意图
电磁法	被动源法	工频法	利用动力电缆电源或工业游散电流对金属管线感应所产生的二次电磁场	方法简便，成本低，工作效率高	在干扰背景小的地区，用来探查动力电缆和搜查金属管线，是一种简便、快速的方法	R G
		甚低频法	利用甚低频无线电发射台的电磁场对金属管线感应所产生的二次电磁场	方法简便，成本低，工作效率高，但精度低、干扰大，其信号强度与无线电台和管线的相对方位有关	在一定条件下，可用来搜索电缆或金属管线	R G
	主动源法	直接法	利用发射机一端接被查金属管线，另一端接地或接金属管线另一端，直接加到被查金属管线上的场源信号	信号强，定位、定深精度高，且不易受邻近管线的干扰。但被查金属管线必须有出露点	金属管线有出露点时，用于定位、定深或追踪各种金属管线	R T G
		夹钳法	利用专用地下管线仪配备的夹钳，夹套在金属管线上，通过夹钳上的感应线圈把信号直接加到金属管线上	信号强，定位、定深精度高，且不易受邻近管线的干扰，方法简便，但被查管线必须有管线出露点，且被测管线的直径受夹钳大小限制	用于管线直径较小且有出露点的金属管线，可作定位、定深或追踪	R T G
		电偶极感应法	利用发射机两端接地产生的电磁场对金属管线感应产生的信号	信号强，不需管线出露点，但必须有良好的接地条件	在具备接地条件的地区，可用来搜索和追踪金属管线	R T G

续表

方法名称			基本原理	特点	适用范围	示意图	
电磁法	主动源法	磁偶极感应法	利用发射线圈产生的电磁场对金属管线感应所产生的二次电磁场	发射、接收均不需接地，操作灵活、方便、效率高、效果好	可用于搜索金属管线，也可用于定位、定深或追踪	固定源感应法 环形	T R r
						固定源感应法 非同步	T R r G
						固定源感应法 同步	T R r G
		示踪电磁法	将能发射电磁信号的示踪探头或电缆送入非金属管道内，在地面上用仪器追踪信号	能用探测金属管道的仪器探查非金属管道，但必须有放置示踪器的出入口	用于探查有出入口的非金属管道		T R G
		电磁波法（或地质雷达法）	利用脉冲雷达系统，连续向地下发射脉冲宽度为几毫微秒的视频脉冲，接收反射回来的电磁波脉冲信号	既可探查金属管线，又可探查非金属管线，但仪器价格昂贵	在常规方法无法探查的情况下，可用来探查各种金属管线和非金属管线		T R r G

续表

方法名称		基本原理	特点	适用范围	示意图
直流电法	电阻率法	利用直流电法勘探的原理,采用高密度或中间梯度装置在金属或非金属管道上产生低阻异常或高阻异常	可利用常规直流电法仪器探测地下管线,探测深度大,但供电和测量均需接地	在接地条件好的场地探测直径较大的金属或非金属管线	高密度电阻率法:四极 偶极 差分 联剖 ∞;固定源同步法:A M N B G
	充电法	利用直流电源的一端接被查金属管线,另一端接地,对金属管线充电后在其周围产生的电场	追踪地下金属管线精度高,探测深度大,但供电时金属管线必须有出露点,测量时必须接地	用于追踪具备接地条件和出露点的金属管线	M N A B ∞ G
磁法	磁场强度法	利用金属管线与周围介质之间的磁性差异,测量磁场的强度	可利用常规磁法勘探仪器探查铁磁性管道,探测深度大,但易受附近磁性体干扰	在磁性干扰小的地区探查埋深较大的铁磁性管道	相对某点 E_N G
	磁梯度法	测量单位距离内地磁场强度的变化	对铁磁性管道或井盖的灵敏度高,但受磁性体干扰大	用于探查掩埋的铁磁性管道或窨井盖	双探头相对测量 E_N G

续表

方法名称		基本原理	特点	适用范围	示意图
地震波法	浅层地震勘探法	利用地下管道与其周围介质之间的波阻抗差异，采用反射波法作浅层地震时间剖面	金属与非金属管道均能探查，探查深度大，时间剖面反映管道位置直观，但探查成本高	当其他方法探查无效时，用于探查直径较大的金属和非金属管道	震源 记录仪 ○G
	面波法	利用地下管道与其周围介质之间的面波波速差异，测量不同频率激振所引起的面波波速	探查设备和方法比浅层地震勘探法简便，可探查金属与非金属管道，但目前应用尚不广泛，方法技术还不够成熟	用于探查直径较大的非金属管道	震源 记录仪 ○G
红外辐射法		利用管道或其填充物与周围土层之间的热特性的差异	探查方法简便，但必须具备相应的地球物理前提	用于探查暖气管道或水管漏水点	E_H ○G
备注	①T:发射机 ②R:接收机 ③ ┼:垂直、水平线框 ④E_N:磁测仪 ⑤E_H:辐射仪 ⑥G:管线				

12.2 地下管线探测的方法

12.2.1 频率域电磁法

频率域电磁法是由发射装置向大地或管线发射连续的正弦波电磁场，其工作频率一般低于 10^6Hz，使导电性好的地下管线以直接（或感应）耦合的方式带“电”，接收装置在地面上探测流经管线中的电流（又称涡流）所产生的磁场。通过观测磁场的变化规律确定管线的位置。

对管线探测的电磁法可分为主动源和被动源两种方法。主动源是由发射装置选定讯号频率后，用直接（或感应）耦合法施加到管线上。被动源是利用超长通讯电台所发射的电磁波为场源，或利用动力电缆本身 50Hz 频率来开展探测工作。

地下管线探测的前提也是必须要满足的条件：①地下管线与周围介质之间有明显的物性差异；②管线长度远大于管线埋深。

（1）直接耦合法（交流充电法）

直接耦合法是将发射装置的一端直接接到管线的出露点（井中管线）上，另一端垂直管线接地，此时被充电管线近似一无限长直导线中电流所产生的磁场（$H = I/2\pi r$），探测该磁场分布，即能确定管线的水平位置和埋深，如图 12.1 所示。

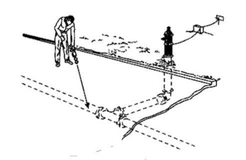


图 12.1 直接耦合法示意图

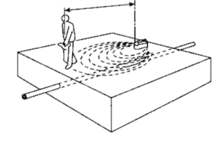


图 12.2 电磁感应法示意图

（2）感应耦合法

感应耦合法是用磁偶极源（发射装置）在地面上建立一个交变磁场，地下金属管线在一次磁场的作用下产生涡流，电流在管线中流动，产生二次磁场，地面接收机探测二次磁场的空间分布，确定管线的位置，如图 12.2 所示。

(3) 夹钳法

用管线钳夹住管线，在其周围产生一个环形磁场，这样在管线中同样产生了感应二次电流，用接收机探测二次磁场的空间分布，探测方法如图12.3所示。

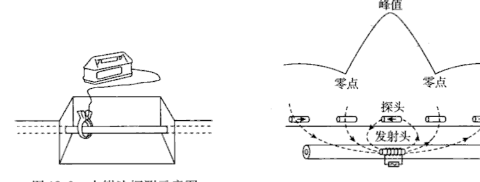


图12.3 夹钳法探测示意图

图12.4 示踪法探测示意图

(4) 示踪法

对非金属管道，可把一个可移动的交变磁偶极源或一根示踪线放入其中，地面上接收机追踪源（或导线）的轨迹，探测非金属管道的位置，如图12.4所示。

(5) 工频法

工频法是利用工业游散电磁场对地下管线造成的感应作用进行探查的方法，主要是50Hz电磁场形成的感应作用，由于50Hz电磁场形成的感应作用强度不稳定，故此方法多用于追踪地下管线，而不用于地下管线的精确定位和定深。

(6) 甚低频电磁法

甚低频法是借助世界上一些国家为了潜艇通讯和导航目的而设的强功率长波电台所发射的甚低频电磁波进行探查的方法，这种电磁波对地下管线产生感应作用，从而使地下管线产生二次电磁场，由于管线与周围介质在物性上的差异，从而使二次场及其总场均有一定的差异。通过测量这些差异，可发现引起差异的高阻或低阻管线。测量的方法有倾角法、波阻抗法等。

12.2.2 探地雷达法

探地雷达测量方法通常有剖面法（或CDP）和宽角法两种。

(1) 剖面法

剖面法是发射天线与接收天线以固定间距，或以共天线方式沿垂直于管线走向的测线同步移动。对于天线分离情况，通常取发射天线与接收天线之间的距离 TR 等于管线埋深 h（即 $TR=h$）。其记录点位于 TR 的中点。测量中测点间距应小于波长的1/4。

（2）宽角法

宽角法是采用一个天线固定、移动另一个天线的方式，或者两天线同时相对于中心点向两侧反方向移动。

下面是剖面法的应用实例。

图 12.5 是某铁路工程电缆的探测结果。43.6m 及 38.3m 处，分别为电缆集束和加有水泥护层的电缆束，埋深均为 0.75m。

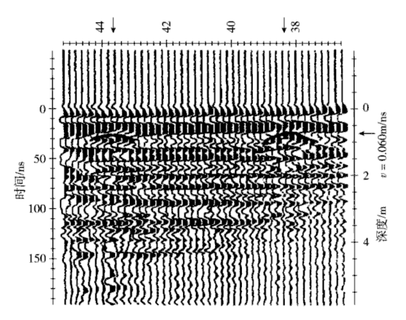


图 12.5 电缆束上探测实例

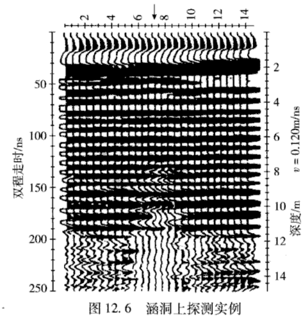


图 12.6 涵洞上探测实例

图 12.6 为郑州黄河大堤某工区引水拱形涵洞上的探测结果。该涵洞上顶直径为 1m，由砖砌成，洞内淤积泥土和充水，造成波形较大的衰减。

12.2.3 超声波法

近年来，水底工程设施日益增多，如输油管道、输水管道等。与陆地相比，水下管线探测难度较大，前述方法一般均受到了较大限制。可采用超声波法探测水下管线的深度和平面位置，其工

作原理是利用超声波能够在水中传播的特点，当仪器工作时，发射器按一定间隔不断地发射出一定宽度的电脉冲，电脉冲传输到安装在机船底部的换能器上，换能器把电脉冲变换为声能，垂直向水下发射超声波。与此同时，记录器记录下零位线。超声波脉冲在向水下传播过程中，若遇到水下的管道，部分声波便被反射回来。反射回来的声波经接收换能器变成电脉冲，并经接收放大器放大后记录下来。因超声波在水中传播速度是恒定的，根据反射波的到达时间，即可求出管线所在的深度。

12.2.4 其他物探方法

（1）磁测法

磁测法是利用管线本身的磁性对其进行探查，可用于探查有磁性材质的管线，如铸铁管、钢管、有钢筋网的水泥管等，在磁性干扰较小地段，使用金属探查仪在管线上方进行扫描，磁场强度最大位置即为管线埋设位置，再配合钎探、开挖等方法进行精确定位定深。

（2）瑞利波法

瑞利波法一般分为稳态和瞬态两种，稳态瑞利波法需要稳定的激振设备，设备笨重且价格昂贵，应用受到一定的限制。目前应用较为广泛的是瞬态瑞利波法，其接收仪器可以用两道以上的地震仪或信号分析仪。

瞬态瑞利波法最简单的工作方式是在测试点两侧各放置一个低频垂直检波器，在两检波器一侧设置垂直震源，震源一般用手锤。用手锤垂直敲击地面，产生一个瞬态垂直脉冲信号，用仪器对两个检波器接收到的信号进行显示，当认为接收信号有效时，存储记录，在室内进行分析处理，得到瞬态瑞利波法频散曲线。通过实测的频散曲线，处理解释地下的结构特征，便可达到地下管线探测的目的。

（3）红外线辐射法

红外线辐射探测的理论基础是斯蒂芬定律，物体的辐射通量是温度的四次方的函数，即使一天的温度变化有限，地表的红外辐射通量也有相当大的变化，而地表辐射温度是地下、地表和大气热交换的综合反映

在实际工作中，把大气背景的影响作为恒定状态，覆盖物是均匀稳定的。那么在一天的某一段时间内，大气背景可认为是不变的，所测得的温度差异是由地下不同介质如水、铁管、水泥管等热特性的差异所造成的。

以上海某厂为例，工作场地为厂内一条长30m、宽4m的水泥路，东西两侧为车间。日照射时间为中午12时至下午2时30分，地下埋有自来水铁管、电缆、煤气管。水管直径为10.2m，埋深为60～80cm。探测目的是查明自来水管渗漏部位。所用测网为10cm×20cm。在地面温度最高和温度最低时进行

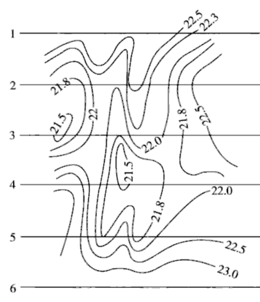


图 12.7　午后观测的辐射温度等温平面图（℃）

测量。采用人工浇水降温办法，以便加大温差，并在计温阶段进行积温观测。观测结果以辐射温度等温平面图和辐射温度剖面图表示。图 12.7 为采用日本产的“点温度辐射计”在该区的实测结果。位于水管两侧的 21.5℃ 等值线闭合圈为水管渗漏异常，其特征为在高温场背景上出现低温异常。

由此可见，在物理条件适合时，红外线辐射法在探测管线方面也可取得较好的效果。

（4）水声法

当地下管道漏水时，在水压作用下，冲击、摩擦管壁及外部介质，便产生一定的漏水声响。这种漏水声响由三部分组成：

1）水冲出管壁，产生振动声，其频率在 80～250Hz 之间。

2）水冲出管壁后，冲击周围介质，如粘土、砂土或黄土等产生声响，其频率较宽，主要集中在 250～600Hz 之间。

3）水长时间冲击周围介质，在漏水处形成空洞，构成一个“共振腔”。该处声响的振幅较大，频率较低，主要集中在 60～80Hz 之间。

上述声响通过土壤传至地表，在地面用声电转换器可将漏水声转换为电信号，经放大后用耳机或仪表指出漏水点在地表的水平位置。为消除环境干扰，测量可在夜间进行。

12.3 地下管线探测技术

12.3.1 管线搜索跟踪技术

在地下管线探查过程中，对地下管线的分布、走向的确定或沿管线走向进行探查即为搜索与跟踪，一般应用四种方法。

（1）平行搜索法

平行搜索法也称动源旁线法，发射机呈水平或直立放置，发射机与接收机

之间保持一定距离，两者对准成一条直线，并同步向直线的垂线方向移动。此技术即能将扫描区内与移动方向大致垂直的隐伏管线搜索出来，并确定管线的位置与走向（图 12.8）。

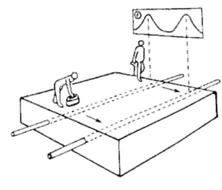


图 12.8 平行搜索法

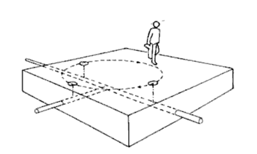


图 12.9 圆形搜索法

（2）圆形搜索法

发射机位置固定，接收机在距发射机适当距离的位置上，发射线圈与接收线圈对准成一条直线 ，以发射机为中心，沿圆形路线扫测，采用此法搜索发现通入扫测区内的管线，特别是对管线分布走向状况不清的工作盲区最有效最方便（图 12.9）。

（3）网络搜索法

用被动源探查方法，对盲区进行两组近于垂直的正弦曲线路搜索观测，判断地下管线存在位置（图 12.10）。

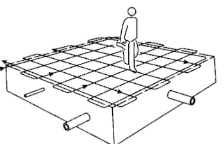


图 12.10 网络搜索法

（4）跟踪法

发射机呈水平磁偶极发射状态，发射机与接收机位于同一直线上，沿测线方向同时移动，用接收机来追踪管线。

12.3.2 平面定位技术

（1）极大值法

在管线正上方，地下管线形成的二次场水平分量值最大，即在管线的地面投影位置上出现极大值，用管线仪的垂直线圈接收会得到最大的峰值响应，用此峰值点位置确定管线的平面投影位置。该方法由于峰值有一定宽度，影响定位精度，因此一般只用来粗略定位，如图 12.11（a）所示。

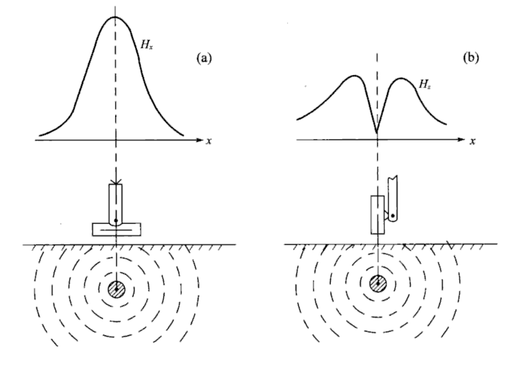


图 12.11　管线定位示意图

（2）极小值法

在管线正上方，管线所形成的二次场垂直分量最小，即二次场的垂直分量在管线的地面投影位置上会出现零值点，用管线仪的水平线圈接收此垂直分量会得到极小值响应。采用该极小值位置来确定管线的平面位置，此方法一般用于精确定位，如图 12.11（b）所示。

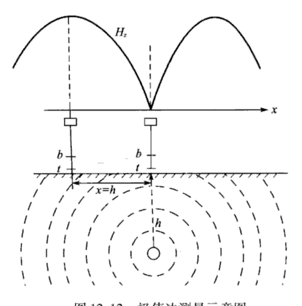


图 12.12　极值法测量示意图

12.3.3　管线探测定深技术

（1）极值法

先用磁场最小值定位后，仍保持垂直线圈接收状态，沿垂直管线方向移动，寻找最大值 $H_z = I/4\pi h$ 的点。由前可知，该点与定位点的距离 x 即为埋深 h，如图 12.12 所示。

（2）45°法

先用所测磁场垂直分量最小值法定位（$H_z=0$，此时 $x=0$）后，将接收线圈（轴线）与地面呈45°状态，再沿垂直管线方向移动。当 $H^{45°}=0$ 时，$x=h$，即管线埋深等于磁场最小值点与定位点间的距离 x，如图12.13所示。或者说用接收机极小值对管线定位后，使接收探头与地面成45°角，沿垂直管线走向的方向移动，当仪器出现零值点后，零值点到管线在地面投影的距离就是管线的埋深。

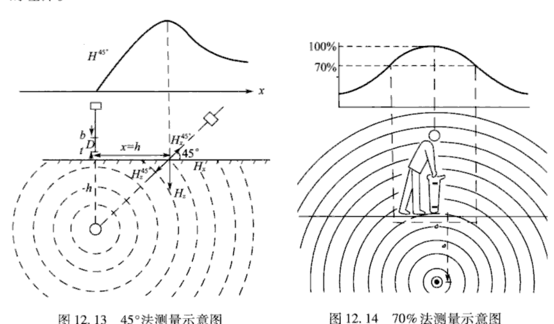


图12.13 45°法测量示意图

图12.14 70%法测量示意图

（3）70%法

管线精确定位后，用接收机的峰值法确定垂直管线两侧峰值点极大值信号的70%信号的两点位置，此两点距离即为埋深，该方法测深精度高，可用于校核直读法观测管线的深度值（图12.14）。

12.4 野外工作技术

12.4.1 踏勘与方法选择

踏勘的目的主要是：①了解测区地电条件，场地条件；②搜集测区内的地下管线分布资料；③搜集测区内地下管线种类、材料、规格等资料；④搜集测

区地形图。

一般情况下，对于直径较小，埋深在 1 ~ 2m 之间的地下金属管道，探测方法可选择电磁感应法，可选的仪器有 RD400 系列等仪器。而对于一些口径较大、埋设较深的管道则应选择大功率的仪器。对测区内的一些口径较小、导电性良好的金属管线则可用充电法探测。

测区内的电缆一般分为有源和无源两种。对于有源电缆，可选用 RD400 管线仪搜寻它的某个露头，再在这个露头上应用夹钳直接送入发射机信号。也可用被动源法进行探测。对于无源电缆，一般用充电法探测。

对于非金属管道，如下水管道等，可采用示踪法进行探测，但该方法有较大的局限性，如管道淤塞、转弯等限制了它的探测效果，此时只能采用一些其他的探测方法。

12.4.2 野外施工技术

各种地下管线探测仪器，在不同的现场条件下有不同的应用方法，在野外探测时必须选择最佳方案，使目标管线外的其他管线的感应耦合为最小。

(1) 单一地下金属管道

单一的地下金属管道探测较为容易，现场探测时，只需根据目标管线在地面上的某些露头，给目标管线施加发射信号，然后由接收机探测定位，并测定埋深值。现场探测时，只需将夹子直接和目标管线连接，在适当的位置打入接地电极，即可进行探测。出露部分较多的管线则可使用夹钳，如现场无明显出露点时，则可使用感应法探测，根据地下管线的大致走向，使发射机和接收机相距一定距离，沿管线走向的垂线作同步移动，直至发现目标管线为止。

(2) 并排管道的区分

在管线密集地区，使用感应法探测时，若发射机位置放置不当，则很容易影响探测精度。这时，首先应找出这些管线中的某个露头，对其施加发射机信号，以确定其中某一目标管线。当现场无直接接触点时，则采用感应扫描的办法来确定其中某些目标管线。有了上述结果后，再采用感应法探测，并利用零点精确定位。其具体方法是，将垂直发射线圈放在目标管线上，在离开发射机 6m 以外的地方手持接收机，在垂直管线走向方向进行连续搜索，此时发射机正下方的管线使接收机响应值最小，而邻近的管线使接收机的响应值较大，依此确定与发射机下方的目标管线并排的其他管线。

(3) 管道与电缆的区分

区分管道与电缆一般采用如下方法：在同一剖面上作两次观测，即采用主动源和被动源法各观测一次。若被动源探测时有特征值响应，则说明有动力电

缆或其他有源电缆存在。在作主动源观测时，通常由电缆引起的信号强度与有一定口径的管道引起的信号强度有一些差别。

（4）钢筋网下的管线探测方法

城市地下管线有些敷设在钢筋网下，这时探测信号通常失去清晰度，这是由于钢筋网受激发而产生感应电磁场的结果。此时，可将接收机提高一个高度，将灵敏度调到最小，便可接收到微弱的管道响应信号。

（5）金属护栏旁管线的探测方法

道路两旁的管线有的处于金属护栏旁，由于受金属护栏的影响，使探测工作变得困难，此时可改变接收机的空间位置，使金属护栏的感应信号在接收机上的响应值最小，这样就压制了金属护栏的干扰。

（6）管线拐点及终点的确定

拐点即为地下管线的转弯点，当手持接收机沿管线走向追踪探测时，在拐点处接收机的探测信号会急剧下降。此时应重新回到表头信号下降前的位置，将接收机的灵敏度适当提高，并以该点为原点，以2～3m为半径，作环形搜索，这样便可发现管线新的走向。若在其他各方向均无响应信号，则可断定该点为管线终点。

（7）分支点的确定

对有分支管线进行追踪时，分支点附近也会出现信号值急剧下降的情况，也可采用上述方法，以分支点为圆心作环形搜索，从而可确定分支点的位置。

（8）上下重叠管线的探测

两根上下重叠的管线，它们投影到地表的平面位置是重合的，用电磁法只能将其确定为一条管线。但一般情况下重叠管线总有一个分叉处，在分叉后继而探测两条管线的埋深，根据不同的埋深情况便可区分两条上下重叠的管线。

（9）变坡点的确定

若无特殊情况，一般管线埋深变化并不大，接收到的信号也相对比较平稳，当发现接收信号明显增大或减小时，则应适当加密测点，并逐一测定其埋深值，以便确定管线坡度的变化。

12.4.3 资料整理

用经纬仪对所确定的管道与电缆的平面位置的野外点位进行测量、测绘，计算每一个测点的平面坐标及其高程；计算各物理点的坐标值。其中高程可直接由测量所得，而坐标则需根据各点地面高程与管线埋深值换算得出。根据野外实测草图及各坐标值编制成果图件，将各测点按其坐标值绘制在地形图上，便形成了测量区域地下管线分布图。

12.4.4 管线探测实例

（1）并行管探测实例

图 12.15 是对两根并行相距为 2m、埋深为 0.95m 的暖气管道的探测结果。分别使用了单线圈的 GXJ－2 和双线圈的 RD400 管线探测仪。

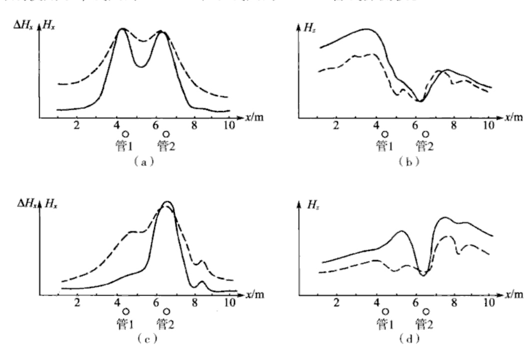


图 12.15 两根并行相距 2m、埋深 0.95m 管线的探测结果图

用 RD400 的双线圈进行梯度测量。先将直立发射线圈放在 1# 与 2# 管线的中间位置，测线距发射线圈 20m，垂直管道走向布线，点距为 0.25m。图中实线为 RD400 探测的结果，虚线为 GXJ－2 的探测结果。图 12.15（a）是用极大值法与梯度法所测得结果，图中极大值位置分别与管线相对应，但用 RD400 测得的 ΔH_x 比用 GXJ－2 所测得的 H_x 的峰值明显。图 12.15（b）为采用垂直线圈接收磁场的垂直分量的实测结果，其极小值点不在管线的正上方，而是有些偏移。图 12.15（c）和（d）是用直立线圈放在 1# 管线的正上方，使之不感应磁场，只剩下 2# 管线的磁场，采用极大值法、梯度法、极小值法所测得的结果。可以看出，极大值和极小值分别与 2# 管线相对应，1# 管已经没有信号。

深度探测结果：GXJ－2 为 1.10m；RD400 直接法为 0.90m；70% 法为 0.97m。平均为 0.935m。

(2) 电信电力电缆探查实例

某地埋设一电信管块，管块呈“凹”字形，管块中的电缆布设不对称，图 12.16 为夹钳法夹 1 号、2 号电缆产生的 ΔH_z 异常曲线，从图中可以看出，ΔH_z 曲线形状与管块中电缆的分布形状有很大关系，在实际工作中，由于电缆的分布形状经常变化，但在两相邻检修井之间是不变的，故在探查两相邻检修井之间管线数据时，可使用同一修正系数，但在探查下一两相邻检修井之间时，应从新确定修正系数。

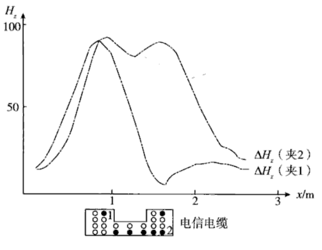


图 12.16 用夹钳法激发对电信电缆探查的结果

图 12.17 为某地地下敷设的一组 10kV 高压电缆使用被动源工频法和主动源法异常的比较曲线，由异常曲线可见主动源法效果明显好于被动源法。当电力电缆以管块形式敷设时，探查方法与探查电信管块相同；当电力电缆以直埋形式敷设时，应尽量采用夹钳法进行探查，且应选择适当的频率，具体选择哪种频率，应根据实地情况而定，一般选择 8kHz 进行探查。

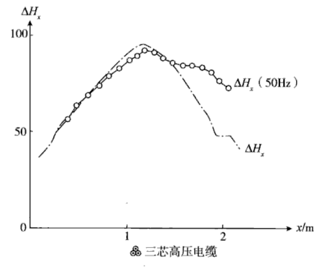


图 12.17 在三芯高压电缆上探查结果

第13章 其他领域的应用

13.1 隧道超前探测

13.1.1 概述

（1）超前探测的目的

本书的隧道是指交通运输中的各种涵洞、地下铁路及煤矿、铁矿等矿产资源开采中的各种地下矿井巷道的总称。不论是涵洞还是巷道，在施工和运营过程中，都会遇到复杂地形和地质条件。由于地壳的构造极其复杂，因此在施工过程中，常会遇到断层、破碎带、岩溶、暗河、富水岩层、高地应力等不良地质条件，其容易导致塌方、沉陷、泥石流、涌水、岩爆冒顶、隧道侧移、山体开裂、瓦斯突出与瓦斯爆炸等地质灾害。

超前探测是以介质物理性质及结构差异为基础，应用地球物理或地质方法，通过观测地下岩石结构或物理场的分布及其变化规律来研究工作面前方是否存在地质异常以及地质体赋存状况及规模。仅依靠施工揭露后再进行处理的办法，具有很大的盲目性，常常发生各种突发事故，结果往往造成投资增加、资源浪费、人员和施工设备的损害、工期延误等诸多问题。因此，采用科学的、先进的隧道超前地质地球物理预报方法，在隧道施工过程中开展积极、有效的地质预报研究工作，来准确地预测预报隧道掌子面前方地质条件（情况）和可能出现的塌方、涌水等地质灾害，以便提前采取预防措施，及时调整设计和施工方案，是非常必要的。

在隧道施工过程中，特别是在复杂地质条件下，为了防止正常施工下工作面开挖出现不测事故（诸如出现断层、破碎带、采空区、溶洞、含水集水区、高应力地带以及其他不良地质现象等），必须进行必要的隧道超前地质预报。超前探测的目的是：①充分贯彻信息反馈修正设计思想，及时掌握围岩动态和支护结构的工作状态，利用测量结果修改设计，指导施工；②为隧道的快速掘进、工程支护材料的提前准备以及灾害事故的有效预防提供可靠的地质资料与信息；③为修改设计提供必要的地质参数；④根据超前预报成果，研究制定确

保工程地质体稳定性的工程措施及合理的施工方法，降低地质灾害发生的几率，保证施工人员和机械设备的安全。

（2）超前预报内容

地质超前预报，主要包括以下几部分内容：

1）不良地质预报及灾害地质预报。对掌子面前方 15～100m 范围内有无突水、突泥、坍塌、岩爆及有害气体等地质灾害进行预报，并查明其范围、规模、性质，提出施工措施意见。

2）水文地质预报。预报洞内涌水量大小及其变化规律，并评价其对环境地质、水文地质的影响。

3）断层及其破碎带的预报。主要预报断层的位置、宽度、产状、性质、充填物的状态，是否为充水断层，并判断其稳定性程度，提出施工对策。

4）围岩类别及其稳定性的预报。预报开挖面前方的围岩类别与设计是否吻合，并判断其稳定性，随时提出修改设计，调整支护类型，确定二次衬砌时间的意见。

5）查明并预测隧道内有害气体含量、成分及动态变化。

6）查明并预测膨胀岩的膨胀力、膨胀量及主要矿物成分，为工程防治提供可靠依据。

13.1.2 预报的方法技术

隧道地质超前预报技术分类方法繁多。如按预报的作用划分，可分为常规预报、成灾预报、专门预报。按距掌子面的距离划分，可分为短距离预报（0～15m）、中距离预报（15～50m）和长距离预报（50m 以上）。按采用的手段划分，可分为经验预报、仪器预报和综合预报。按精度划分，可分为定量预报和定性预报。根据所采用的工作方法来进行分类，有钻探方法、地质方法和地球物理方法（图 13.1）。

13.1.2.1 钻探方法

钻探方法是超前地质预报最直接的一种方法，通过钻探对掌子面前方获取的地层岩性进行鉴别，确定其埋藏距离与厚度（或宽度）、溶洞及充填的性质，能查明钻探深度内的地下水的赋存条件。可进行水量、水压的测定，当有煤系与地层时，可确定煤层厚度和进行瓦斯含量测定，对超前地质预报成果进行验证，同时利用所取岩心进行室内试验，测试岩石的物理力学性质。因此在地质构造复杂地段，经地质、地球物理综合手段超前地质预报确认的重点地段，应施以水平钻探法确认。

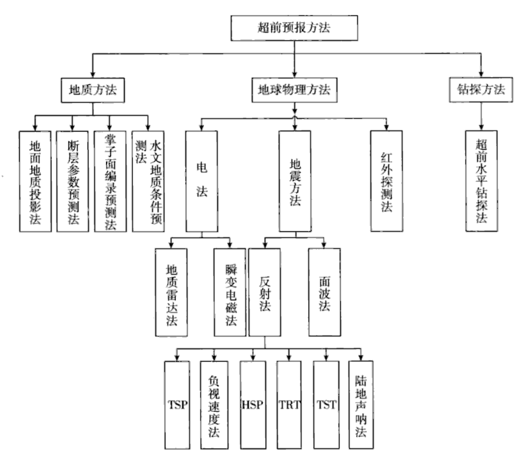


图 13.1 隧道地质超前预报分类方法

目前水平钻探法，按长度分为短距离（30m 以内）钻探和长距离（大于 50m）钻探。按取心与否分为取心和不取心水平钻探。不取心钻探依据钻进过程中钻速、钻压、扭矩、水量、岩碎粉的变化，结合地质情况，判断分析钻进前方岩体的性质，但不如取心法直接。

在钻进过程中还可采用钻孔声波、水压力井孔电法等技术，预报涌水量及水压力。3～5m 以内的钻孔可放水降压，排放瓦斯，也归于水平钻探法的类型中。水平钻探法，准确率很高，在超前地质预报中占有极其重要的位置。特别是在岩溶发育地段，对地质物探预报成果作验证，效果很好。

13.1.2.2 地质方法

(1) 地面地质投影法

该方法首先要对计划施工的隧道范围内进行详细的地质调绘，确定各岩组的地层层序、厚度、标志层位置，结合沉积韵律，建立标准地层剖面。然后对地质构造进行追踪调查，在不同位置实测构造面产状，获取构造的性质、规模

及范围。最后，在图上对构造位置定位，利用地质作图法，把构造投影到洞身位置。在作图过程中根据构造面的变化规律要不断进行修正。具体作法如下：根据构造线产状将其放到洞顶，将真倾角换算成视倾角，通过计算，获得构造线在隧道某一位置的具体里程、范围及延伸方向。

（2）断层参数预测法

断层是地质体在强烈应力作用下的结果，其附近必然会出现各种形迹，断层参数预测法是根据断层影响带内的特殊节理与其集中带有规律分布的特点，经过大量断层影响带的系统编录得出经验公式，预报隧洞断层破碎的位置和规模。由于大多数不良地质（溶洞、暗河、岩溶陷落柱、淤泥带等）与断层破碎带有密切的关系，按地质学原理，依据断层破碎带推断其他不良地质体的位置和规模。

（3）掌子面编录预测法

掌子面编录预测法主要是通过对已开挖掌子面的地质状况开展现场调查，并对掌子面地层岩性、节理发育情况、受构造影响的程度、围岩稳定状态等进行详细编录。确认掌子面出露的地质体的岩性、层位、性质（特别是不良地质体）和产状，并根据地质体的上述特征，沿其走向、倾向和倾角推断该地质体在掌子面前方延伸的情况，进行掌子面的工程地质评价，做出掌子面断面图。根据隧道岩层的倾角，结合标准地层剖面确定岩层层位，采用公式计算，预测预报某一软弱岩层在洞身的位置，并根据其稳定性提出施工措施建议，进而达到短期预报的目的。该方法对于延伸规则的地质体预测精度较高，对于诸如岩溶陷落柱等的不规则不良地质体，只能依据点的位置和大约轮廓以及长距离预报的成果，作近似推测。

（4）水文地质条件预测法

水文地质条件预测法是利用洞内单掌子面涌水量动态变化的长期观测记录，掌握地下水初期涌水量、衰减涌水量和稳定涌水量的变化规律，综合分析地层、断层、线性构造等特点，结合基岩裂隙水的运移特点，针对岩层组合的含水性、节理裂隙的张开程度及充填情况，查明地下水的补给、径流、排泄途径及影响范围，对未开挖段进行水文预报工作。

13.1.2.3 地球物理方法

（1）隧道地震超前预报系统（TSP）

TSP法（Tunnel Seismic Predication）采用了回声测量原理，在工作面后方沿巷道布置多个浅钻孔作为炮点激发地震波（通常在隧道的左边墙或右边墙，大约24个炮点布成一条直线），炮孔和接收孔布置在离地面1.5 m左右高的同一条测线上，炮孔深度1.5 m，接收孔设在距掌子面的远端，深度2.0 m，各

孔均向下倾斜 10°~15°，孔径 40~42mm，利用锚固剂分别将炸药和检波器与岩石固结耦合，用小量炸药激发产生，炸药用量 50~100g，由电雷管引爆。产生的地震波在岩石中以球面波的形式向前传播，当地震波遇到岩石物性接口（即波阻抗接口，例如断层、岩石破碎带、岩性突变等）时，一部分地震信号反射回来，一部分地震信号透射进入前方介质，反射的地震信号被两个三分量（X，Y，Z 方向）加速度地震检波器（一般左边墙和右边墙各一个）灵敏度 1000mV/g±5%，频率范围 0.5~5000Hz 接收。通过对接收信号的运动学和动力学特征进行分析，便可推断断层、岩石破碎等不良地质体的位置、规模、产状及岩石力学参数。其工作原理如图 13.2 所示。

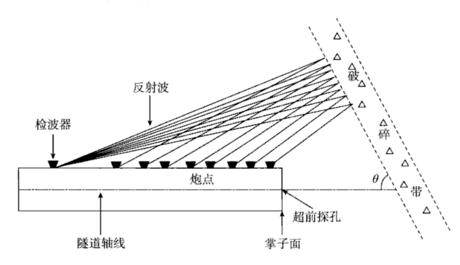


图 13.2　TSP 工作原理示意图

（2）反射负视速度法

负视速度法与 TSP 的不同之处是：TSP 法为多点激发、一点接收；负视速度法则是一点激发、多点接收。当隧道掌子面前方存在异常时，围岩与异常体的弹性波波速有差异，入射波到达围岩与异常体界面时会产生反射、折射与绕射现象。在震源与掌子面之间布置纵向观测系统，因为入射波与反射波在测线上传播方向相反，如将入射波在测线方向上的速度定义为正视速度，则回波相对震源而言便具有负视速度特征。因而可以利用负视速度同相轴作为识别前方回波的标志和依据，根据回波时距曲线可以求出反射界面的位置，其工作原理如图 13.3 所示。利用三维极坐标系统，求出反射界面的产状和空间位置，根据地面地震资料反演声波阻抗曲线类似的 VSP 反演方法，求出反射界面的阻抗，结合施工地质资料，预测岩石类型、裂隙度等其他岩性参数。

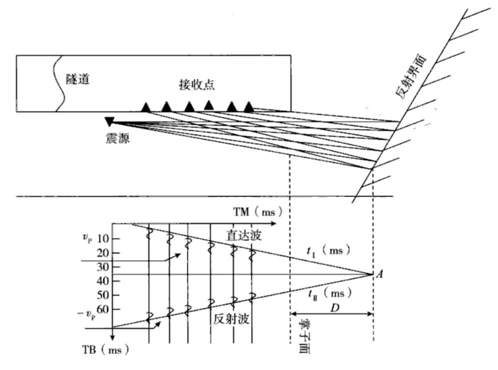


图 13.3 反射负视速度法工作原理示意图

（3）水平声波反射法（HSP）

HSP（Horizontal Seismic Profiling）声波测试和地震波探测原理基本相同，都是建立在弹性波理论的基础上，传播过程遵循惠更斯－菲涅尔原理和费马原理。本方法探测的物理前提是岩体间或不同地质体间明显的声学特性差异。测试时，隧道施工掌子面或边墙一点发射低频声波信号，在另一点接收反射波信号。采用时域、频域分析探测反射波信号，根据隧道施工掌子面地质调查、地面地质调查及利用隧道超前施工段地质情况，推测另一平行隧道施工掌子面前方地质条件，便可了解前方岩体的变化情况，探测掌子面前方可能存在的岩性分界、断层、岩体破碎带、软弱夹层以及岩溶等不良地质体的规模、性质及延伸情况等。

现场测试方法采用通道触发一发一收的方式进行。信号采集和数据储存都通过便携式计算机控制。每一测区都重复进行 10 次测试。掌子面测试时，接收换能器距触发换能器 20 ~ 300 cm，实际测试距离应根据掌子面现场条件具体确定。工作布置图如图 13.4 所示。

由于在掌子面进行数据采集，因此信号往往受噪声及面波信号干扰，为实现“高分辨率，高信噪比，高精度”的目的，HSP 分析处理系统开发出了相应的多种软件模块，其中着重进行了提高声波记录信噪比的处理，包括谱白噪

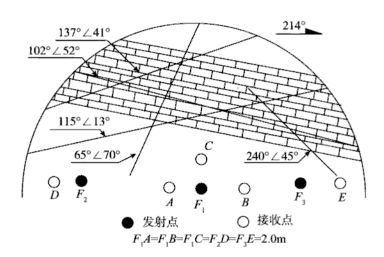


图 13.4　水平声波反射法掌子面测试布置示意图

反褶积处理、f－k 滤波、τ－P 滤波、叠加偏移校正、相关分析及全波综合处理等技术，并对岩体的黏弹性和各向异性进行了有效的校正。

（4）隧道地质层析成像法（TRT）

TRT（True Reflection Tomography）技术的突出特点是在观测方式上实现了三维空间观测。资料处理方法上采用地震层析成像技术。检波器和激振点布置在隧道两侧和掌子面上，最大限度地扩展横向展布，以充分获得空间波场信息，提高波速分析和目标地质体的定位精度。

当地震波遇到声学阻抗差异（密度和波速的乘积）界面时，一部分信号被反射回来，一部分信号透射进入前方介质。声学阻抗的变化通常发生在地质岩层界面或岩体内不连续界面。反射的地震信号被高灵敏地震信号传感器接收，通过分析被用来了解隧道工作面前方地质体的性质（软弱带、破碎带、断层、含水等）、位置及规模。

TRT 超前预报在隧道中采用三维空间布置传感器，一点激发，多点接收。仪器震源位于掌子面附近，传感器位于掌子面后方 15～20m 处，空间分布于隧道的边墙、拱顶位置，立体接收反射回来的地震信号。然后多次重复该过程，在不同的位置激发地震波，得到多组地震波传播数据，运用专业运算程序对其进行数据处理，得到三维空间分布的反射能量图像。TRT 工作原理如图 13.5 所示。

（5）隧道地震 CT 成像法（TST）

TST（Tunnel Seismic Tomography）是隧道地震 CT 成像技术的简称，在反射地震 CT 成像技术的基础上结合隧道的观测条件研发成功的。采用地震偏移成像方法，运用地震波的运动学和动力学双重信息，通过 2D 或 3D 空间观测

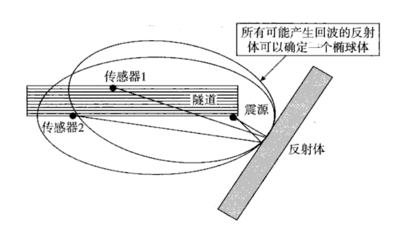


图 13.5 TRT 采集装置示意图

系统，可靠地确定掌子面前方的围岩波速和地质结构。软件在处理反射波走时和幅值双重信息的基础上，通过波速扫描、构造方向位扫描、偏移成像、走时反演成像等功能，同时确定围岩波速结构、地质结构与构造成像。提高了地质界面的地位精度，提高了预报的可靠性和准确性。

TST 技术其基本原理是逆散射成像。目前在地震勘探与雷达检测解释中，多采用反射理论。但反射理论的适用条件是反射面尺度 D 远大于波长 λ。在工程勘察中，目标体的尺度多为米级，对地震波很难满足反射条件，应该使用散射理论。散射理论适用的范围更广泛，反射只是散射中的一种特殊情况，就是散射体足够大时的一种逆向散射。散射与反射理论的适用条件主要决定使用的波长与目标体尺度的关系，可以简单的表述为目标体远大于波长时适用反射理论，目标体与波长相近时使用米散射理论，目标体远小于波长时使用瑞利散射理论。

根据波速分析和二维视速度滤波的要求设计，TST 隧道超前预报技术的观测方式为一个长 40 ~ 60m，宽 10 ~ 20m 的空间布置观测系统。根据围岩波速分析的要求，观测布置应尽量扩大横向展布，检波器和炮点沿隧道两侧壁布置，两侧壁检波器间的横向距离应尽量大，至少大于预报长度的十分之一。实际超前预报中预报长度多为 100 ~ 200m，据此两侧检波器间的横向距离应在 10 ~ 20m 的范围。根据二维视速度滤波的要求，为保证有效地识别不同方向的回波，滤除侧面回波和面波，观测系统沿隧道侧壁布置的纵向排列的长度要大于 2 ~ 3 个波长，检波器的间距应小于 1/4 波长。实际的超前预报中使用的地震主频在 100 ~ 300Hz 之间，波速在 2.0 ~ 5.0km/s 之间，地震波长为 20 ~ 40m。据此检波器间距应设计为 4 ~ 6m，沿隧道侧壁布置的排列长度设计为 40 ~ 60m，TST 系统硬件主要由信号采集处理系统、信号接收及联结系统和爆

炸装置等部分组成，其激发和接收布置如图 13.6 和 13.7 所示。测量系统主要进行以下工作：①发射孔和接收孔采用 60mm 直径钻头成孔；②检波器 12 个对称布置在两侧壁内，每侧 6 个，间距 4.0 m，埋深 1.8 ~ 2.0m，用泥团固定检波器和封孔；③爆炸震源 4 ~ 6 个对称布置在两侧壁内，每侧 3 个，间距 24.0 m，埋深 1.8 ~ 2.0 m；炸药量 250 ~ 500g，单发毫秒雷管采用起爆器控制起爆。

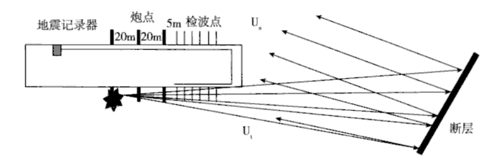


图 13.6　TST 掌子面附近观测布置

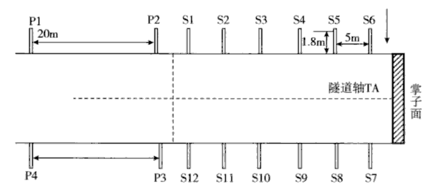


图 13.7　TST 观测系统布置示意图

TST 超前预报技术的资料处理主要经过几个环节，首先是对接收点和激发点的坐标进行输入和编辑；接下来是采用 F - K 二维方向滤波技术滤除侧向和后向回波及面波，提取前方回波；第三是使用不同横向偏移距的前方回波进行速度扫描，依据叠加能量最大化判定原理确定各段围岩的最优波速分布；最后，使用前方回波记录和速度分布进行地质构造的偏移成像。TST 提供的预报结果包括构造偏移图像和围岩波速分布图像两部分，它们相互印证，便于分析构造和围岩类别划分及综合地质解释。据此，再结合地质资料进行解释和预报。

(6) 陆地声呐法

陆地声呐法是“陆上极小偏移距超宽带弹性波超短余震接收系统单点连续剖面法”的简称。该方法具有分辨率高、反射能量大、抗干扰能力强、现场施工简单方便等特点，能满足地下小构造及狭窄工作环境的高分辨率探测精度的需要。

由于震源的强冲击而使震源附近的介质出现破碎或塑性变形，在弹性介质中建立起来的斯托克斯波动方程将不适用于近震源区域，因为震源上的初始条件和边界条件无法明确给出，理论上一直未搞清楚震源附近的波场特点。但在扰动震源点上，必然存在有限振幅的波。

在原理上应进行单道自激自收的数据采集，然后直接拼接成 T_0 时间剖面，在此时间剖面基础上进行处理和地质解释。但在实际工作中，由于震源的影响很难做到自激自收采集，因此只能近似地做极小偏移距单道采集，可利用数据处理系统进行数据处理，以提高剖面的信噪比。为了便于解释，当剖面构造复杂时，可进行偏移归位处理等。由于地震波主频得到了较大的提高，以及剖面上可见到的子波短余震特点，使采用此方法所获得的剖面的精细程度大大超过了常规地震勘探剖面，特别是在极浅层时更为明显。

为了能够更准确地判断不良地质体的位置，一般根据隧道断面的大小，布设水平、铅垂相交的多条测线。仪器连接一般为触发电缆一端连接主机，一端接击发杆及击发铁锤。接收电缆一端连接主机，另一端接检波器。采用一点激发，两点同时接收。在所布置的测线测点上，一人用击发铁锤敲击击发杆，两人各手持一检波器用黄油耦合于击发点两侧的测点上，沿测线各点击发进行数据采集。测点位置应尽量选择在完整的岩面上且能够让检波器对准工作面的正前方，以便能够更好地接收到前方反射回来的弹性波。其预报示意图如图 13.8 所示。

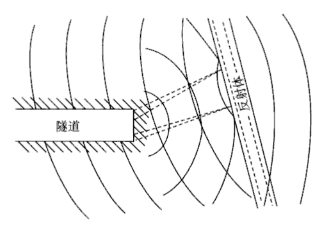


图 13.8 陆地声呐法地质预报示意图

陆地声呐法的数据处理过程包括，数据编辑等预处理及频带白化滤波、声波滤波、F-K 域二维滤波、反褶积、反演解释等过程。其中数据预处理工作尤为重要，预处理主要有三方面内容，分别是数据解释、数据编辑和数据信号分析。

在解释的过程中，必须密切结合隧道的地质情况及现场数据采集时的相关

信息，排除干扰因素，利用地质概念及物探知识解释时间剖面中出现异常的地方。通过波速与时间的关系计算出不良地质体的位置，并推断出不良地质体的形态及规模等。

(7) 瑞利波探测法

瑞利波亦称滚动波、地滚波，是地震中面波的一种，一般认为是不均匀纵、横波耦合而成。瑞利波探测技术近年来广泛应用于工程地质勘探、工程质量无破损检测、地基加固处理效果评价等工程领域。在隧道工程中的应用主要有：一是对断层、断裂带及溶洞等地质构造的定性研究；二是通过对瑞利波层速度计算方法的研究，为围岩级别的判定提供高效的原位测试技术。

瑞利波探测方法分为稳态和瞬态，稳态瑞利波是每次激发一种频率，在一个测点通过多次激发和接收完成不同深度的探测；瞬态瑞利波采用瞬态冲击震源，一次激发和接收，可以获得宽频带的瑞利波振动信号，这相当于稳态成百上千次激发的信息，如图 13.9 所示。仪器记录同一瑞利波列在传播方向上的不同位置的两个时间域的信号，经离散傅里叶变换（DFT）转换为一系列不同频率的正弦分量。由此可以得到信号的频谱分布、相应频率的相关程度和相移大小，进而可以计算出相邻不同频率成分电法的滞后时间和平均速度；绘制$\overline{v_R}-\lambda_R$关系曲线，同一波长的瑞利波的传播特性反映了地质条件在水平方向的变化情况，不同波长的瑞利波传播特性则反映了不同深度的地质情况。如果探测的对象是非均匀介质，不同频率的振动按不同的速度传播，一定的频率对应一定的波长，即一定的地层深度。通过对频散曲线进行反演，即可得到某一深度范围内的地质构造情况和不同深度的瑞利波传播速度v_R值；v_R值的大小与介质的物理力学特性有关，据此可对探测对象（围岩）的物理力学性质做出评价。

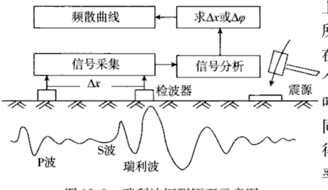


图 13.9 瑞利波探测原理示意图

(8) 探地雷达法（GPR）

常用的探地雷达仪器通常有三种数据采集模式：测量轮控制测量（Survey Wheel）、连续测量（Free Run）、点测（Point）。主要工作技术参数为加强型屏蔽天线中心频率为 100MHz，每次扫描的采样点数为 512；每秒钟的扫描数为 100；相对介电常数依岩石而定。在进行探测时，沿隧道掌子面布置水平和竖向两条测线（图 13.10），水平测线距一级台阶底面约 1.5m，竖向测线在掌

子面中心位置。测试时由两位工作人员手持天线紧贴掌子面由探测起点匀速移动到探测终点。

数据处理是反射波时间剖面图解译的前期准备。现场采集的原始信号除包含有效信号外，还混有背景噪声、杂波干扰及多次波干扰等。数据处理的目的就是消除或抑制干扰，以最大可能的分辨率在雷达图像上显示有效信号（包括反射波的振幅、波形、频率等），为进行合理准确的地质解译工作提供确实可靠的基础资料。数据处理过程中参数的选择直接关系到处理结果的质量和预报的准确性。

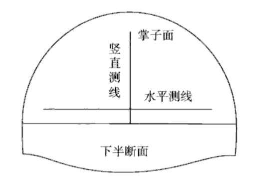


图 13.10 探地雷达测线布置示意图

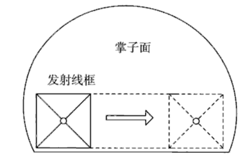


图 13.11 TEM 掌子面探测测线布置示意图

(9) 瞬变电磁法（TEM）

根据隧道工作特点及工作要求，一般采用小回线（发射线圈一般采用 3m × 3m）大电流发射、中心探头接收方式的装置类型（图 13.11）。这种装置发、收同点，在近场观测，不仅避免了记录点问题，而且减小了体积效应，受地形影响小，不受静态效应的影响，从而提高了瞬变电磁法的探测精度和分辨率。

由于瞬变电磁法测量涡流产生的二次场，因此，该法对低阻体的探测能力优于高阻体。在复杂地质条件下，仅仅利用异常幅值来分辨其性质往往是不够的，有时甚至是错误的。必须注意它的时间特征，进行必要的参数转换、整理、处理及分析。把野外采集的数据解释为地质成果，要经过一系列复杂的处理、计算、分析与解释。野外采集的数据含有发射线圈、发射电流、接收线圈、增益、叠加次数等因素的影响，必须进行归一化。仪器在硬件上虽然已经考虑了 50Hz 干扰及随机干扰的压制问题，还必须通过软件进一步去噪，再做各种计算和反演，根据反演结果进行定量解释。

(10) 红外探水法

地球上部岩体的温度主要受地球地热场的影响。在一定深度上，地热场的平均变化为每千米深度增加 30℃，而在水平方向，地热场的平均变化远远小

于该量。因此，隧道开挖深度的岩体，可视为位于一个均匀温度场中，即为一常温场，温度变化为零（正常场）。当开挖掌子面前方存在含水地层（溶洞、裂隙水等），且该含水层与岩体存在温差时，岩体中将产生热传导和对流作用，温度场不再为恒温场，而将产生温度异常场，在一定的距离和观测精度条件下，掌子面上存在着温度差异，利用红外辐射测温方法测定这种温度变化差异，可为含水层的超前预报提供依据。这就是红外辐射测温超前预报含水层的物性基础。因此，研究岩体中含水层温差引起的温度异常场的分布规律，对该方法的探测能力、资料解释都是极其重要的。

13.1.3 超前探测方法的有效性

（1）充水或充泥溶洞

⊙TSP的反映：充水或充泥溶洞对应部位的纵波速度、泊松比、密度、杨氏静态模量等参数首先变高，然后变低，这一点与地质雷达相似，也与理论符合，并在解释图上有明显异常反映。但所反映出的溶洞纵向范围较大（15m左右），由于波长较长和分辨率较低的原因，TSP不能直观地分辨出溶蚀孔洞、溶蚀裂隙等这些类似的、尺寸较小的反射目标。

⊙探地雷达的反映：地质雷达对溶蚀孔洞或溶蚀裂隙、溶槽或溶缝、溶洞或地下暗河所反映出的图像特征是不同的。另外，对干的空溶洞与充水、充泥的溶洞的反映也是截然不同的。充水、充泥的溶洞的雷达回波信号是显著衰减的。

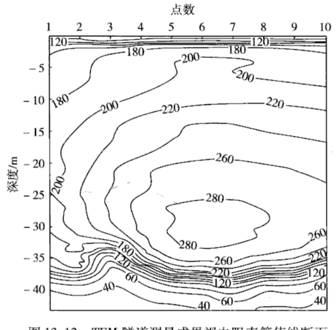


图13.12 TEM隧道测量成果视电阻率等值线断面

⊙瞬变电磁法的反映：充水或充泥溶洞应对应高感电压，空的干溶洞应对应低感应电压。

在南方某隧道的掌子面上进行了瞬变电磁超前地质预报，目的是对掌子面方的水系发育情况做出评价。图13.12为隧道出口正洞里程方向DK109+007掌子面的处理和解释结果。由图可知，3号点在约30m范围内视电阻率相对于其他点号低；4～10号点电阻率均匀变化，且无明显横向变化；从约35m

开始视电阻率迅速向低阻变化，出现横向低阻异常带。根据隧道开挖地质记录结果表明：隧道前方33m处出现裂隙，平均宽度约0.4m，填充物为泥质，与瞬变电磁预报结果基本吻合。

（2）空洞或未填充溶洞

⊙TSP的反映：空洞或未充填溶洞中的物质为空气或真空，在TSP的2D成果及有关力学参数反演曲线上对应的纵波速度、泊松比、密度、杨氏静态模量等参数相对变低。

⊙探地雷达的反映：溶洞和空洞有着相似的雷达回波特征：衬砌背后的空洞在灰度波形图上表现为一组弧形强反射波，这组强反射的后面往往还紧跟着一组幅度较低的强反射波（多次反射）。较小的空洞弧形表现明显，较大的空洞往往呈现出波浪形的强反射或呈亮白色。计算空洞的起止深度时，小的空洞可采用围岩的电磁波速度或相对介电常数，大的空洞要采用空气的速度。判别空洞是要注意排除因天线抖动或脱离衬砌表面所造成的假空洞（可以剔除）。

广东省清远市境内某隧道全长4214m，进口里程为79+226，出口里程为83+440。进口掌子面里程为80+063，出口掌子面里程为81+097，全隧道剩余73.5m未掘进。用探地雷达100MHz天线对隧道出口探测，测量成果图（附图34）显示出81+099的位置处，大约5m后存在空洞，纵向范围1m。

（3）断裂破碎带

⊙TSP的反映：断层破碎带所对应的部位的纵波速度、密度、杨氏静态模量等参数首先变高，然后变低，其实际位置对应于变低部位，泊松比整体变高。这与理论基本相符。如果断层是发育在石灰岩中，则极有可能发育成为溶洞。

如用TSP方法对某隧道掌子面探测，其TSP深度偏移（附图35）和TSP隧道反射面提取图（附图36）反映了掌子面前方岩体的破碎和渗水等地质灾害。

⊙探地雷达的反映：因断层破碎带的破碎程度、风化程度、糜棱岩化、硅化或钙化程度不同，其雷达图像特征也有显著差异。例如，破碎风化较强则雷达信号衰减强，反之亦然；糜棱岩硅化或钙化后衰减很弱。另外波形组合特征也不同。

13.2 考古研究

13.2.1 概述

考古学是根据古代人类通过各种活动遗留下来的实物以研究人类古代社会

历史的一门科学。

考古学的产生有长远的渊源，但到近代才发展成为一门科学。近代考古学发源于欧洲，以后普及到世界各国。考古学是通过发掘和调查古代人类的遗迹遗物和文献来研究古代社会的一门人文科学。传统上，考古学是文化人类学的一门分支学科，但是现在它越来越独立，成为了一门独立的学科。

（1）考古分类

按照研究的年代范围、具体对象、所用手段和方法等的不同，考古学可以划分为史前考古学、历史考古学、田野考古学、特殊考古学、美术考古学、宗教考古学、古钱考古学、古文字学和铭刻学、航空考古学、水底考古学；除了以上所述各种主要的分支以外，考古学还可以按地区的不同而分为“欧洲考古学”、“埃及考古学”、“中国考古学”和“日本考古学”等各分支；而各地区的考古学则又可按时代等的不同而分为“古典考古学”（希腊罗马考古学）、“商周考古学”等许多分支。

（2）考古研究的内容

实物资料是考古学研究的对象，大体上可分为遗物和遗迹两大类。遗物和遗迹又统称为文化遗存。具体地说，遗迹是指古代人类活动所遗留下来的形体较大或固定不可移动的文化遗存。如古代的房屋、城堡、墓葬、村落、矿坑、道路、沟渠、窑址、岩画、洞穴，甚至古代人耕种过的土地以及人类无意识留下的手印、足印等；遗物是指古代人类活动所遗留下来的工具、武器、日用品和装饰品等器物，这些东西形体较小而且可以移动。此外，农作物、家畜和渔猎、采集所得的动植物遗存，虽然多属自然物，但出于它们与人类的活动相关，有的更是人类活动的产物，因此也应归属于考古学研究的对象。

虽然考古学研究的对象是物质遗存，但作为历史科学的织成部分，其研究范围并不限于物质文化，而是通过各种物质遗存来研究人类古代社会的各个方面，不仅包括生产规模、技术水平等物质文化，还包括美术观念、宗教信仰和意识形态领域内的各种精神文化。

（3）考古研究的范围

考古学研究的范围包括两个方面：一是时间范围，二是空间范围。

考古学研究的时间限于古代，与近代史和现代史的研究无关。我国考古学研究的时间范围一般起于人类诞生，止于明朝灭亡（公元 1644 年）。当然，历史越古老，文字记载越少，考古学研究的重要性也就越显著。

考古学研究的空间范围只限于人类曾经居住和活动过的地方，因此那些长期以来人迹罕至的高山大泽、南北两极和大部分海域都是考古学研究上的空白地带。但是，今天的沙漠、原始森林和大洋中的孤岛，在古代却未必和现在一

样，因此考古学研究的空间范围原则上讲是世界上的各个角落。

13.2.2 考古方法技术

环境与工程地球物理方法在考古中发挥着重要的作用，通过地面高精度磁测，对古遗址分布区内与回填土的磁性差异的探测，了解遗址的位置、边界形态及铁磁性器物的赋存特征；通过电阻率法、激发极化法、自然电场法、地质雷达等手段了解不同岩土层及各种金属器物和介质的电性差异；通过地震反射波和地震面波方法探测古墓与周围介质的弹性差异，探索陵墓地宫的结构和深度的边界及埋深；利用放射性勘测技术及天然气态放射性元素氡浓度变化的测量，来了解某些陵墓区或古建筑遗址地下结构的分布。地球物理方法用于考古工作，可实现对古文化的无损探测，提高了考古发掘的准确度。例如中科院地球物理所采用地震面波、高精度磁测、大地电场岩性探测和地球化学测汞对三峡库区故陵楚墓的探测，准确地确定出故陵楚墓的位置和分布形态，证实了所推测的古墓的存在，为三峡库区文物抢救保护解决了重要的难题。

采用地球物理方法进行考古研究主要有以下几个方面。

（1）考古勘查

考古勘查主要是勘查地面、地下、水下人类历史的遗存，如遗址、墓葬、沉船等，并在实践中逐步提高应用的效果和扩大应用的范围。现有的考古地球物理方法几乎包括了所有的勘探地球物理方法，但又有它自己的特色。根据它们应用的环境条件的不同，大体可以分为两类。

A. 陆上考古地球物理勘查

航空物探及遥感：包括航天、航空遥感，航空物探，如多光谱扫描、微波遥感、热红外测量、航空磁测、航空电磁测量等；

电（磁）法：主要有电阻率法、探地雷达法、自然电场法、激发极化法、甚低频法等；

磁法：主要是高精度磁测，包括土壤磁化率测量；

地震法：主要是地震面波法、地震反射波法、地震折射波法、声波探测法；

地球化学测量：主要是汞量测量；

重力测量：主要是微重力测量；

核地球物理方法。

B. 水上地球物理勘探

磁法：当水下文物与其周围介质有磁性差异时，磁法是一种有效的方法。

地震和声波法：勘探海水深度、海底沉积物、海底中埋藏的体积较大的文

物，如海底古建筑等。

(2) 古遗存年龄测定

古遗存年龄测定有两种地球物理方法。

A. 考古地磁法

这是一种较为古老的测定文物年龄的方法，首先是文物所处的地层年代的测定，目前已经形成一个分支学科，称为磁性地层学。

B. 同位素法

(3) 文物保护与鉴定

采用的方法主要有超声波法、电阻率法、磁法和核地球物理方法。

13.2.3 考古研究的应用

(1) 高精度磁测在考古中的应用

地面高精度磁测是对古墓、古文化的分布探测中最主要的地球物理方法之一。古遗存或古人类化石本身及所处地层的磁性、磁化率、磁化率各向异性、剩余磁化强度等与周围环境存在的磁性差异是磁测考古的基础。经有关学者研究得出如下结论：被火烧过的泥土制品、土壤、石头等可获得较强的磁性；有机质的腐烂使土壤获得较高的磁性；人为翻动过的土壤或夯土、与周围天然的沉积物之间有明显的磁性差异；表 13.1 给出了不同考古材料的磁性参数。

表 13.1 不同考古材料的磁性参数

名 称	标本数	剩余磁化强度（J_N）/(10^{-6}SI)			磁化率（κ）/(10^{-6}SI)		
		最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
战国墓砖	7	18779	21332	20207	1356	2483	1872
北魏塔砖	12	6735	8848	7846	923	2692	1472
汉代墓砖	16	39576	1330613	76637	1386	36495	5144
唐代墓砖	11	15163	34694	22645	715	4027	1429
近代砖	19	155	5107	1050	6125	8117	7034
近代红砖	15	46250	90694	57730	27712	49967	31835
陶皿（美国）				10^{3-4}			10^3
炉壁（美国）				10^{3-4}			10^3
水泥制品				10^{2-3}			10^{2-3}
砂 土				10^{1-2}			10^{1-2}

考古对象的空间规模一般较小，形态复杂，埋深不一。考古对象与周围物质间虽有一定的磁性差别，但磁性还是较弱，再加上人文干扰，所以，考古对

象产生的磁异常，其特点是范围小，强度低，梯度变化大，形态多样，有时干扰严重。因而，在考古调查中必须采用高精度的质子磁力仪或光泵磁力仪。

地面磁测时测网的比例一般为 1∶100～1∶200。仪器探头距地面高度可为 1～0.1m。除观测磁场强度 ΔT 外，还可观测磁场的垂直梯度变化 ΔT_z。河南新郑某古墓的调查是磁法考古探测的成功实例之一。

该测区位于一战国—汉代古墓葬区内，黄土覆盖，土质均匀，地形平坦。墓葬区已经初步钻探普查，磁力调查是作为详查和核实。采用两台 MP－4 型质子磁力仪，一台用于地磁日变观测。仪器探头距地面高 0.5m。测网比例尺 1∶200，线距 2m，点距 1m。观测结果如图 13.1 所示。由 ΔT 平面等值线图可见，在已知墓葬 A，B，C 及大型陪葬坑上显示出一定强度和轮廓明显的磁异常。有些异常还勾绘出墓葬的形态及细节。如 A 异常清楚显示该墓有一较长的南北向墓道，墓室南侧有两个小耳室。A 墓引起的磁异常为 20nT 左右。据其形态，考古工作者判定为汉代“甲”字型砖墓。B 异常形态表明该墓为典型的“刀”字型砖墓。图中黑粗线轮廓是根据磁异常推断的结果。C 异常较弱，对其墓的形态轮廓显示不清楚，这表明该墓为一土坑墓，非砖结构。E，D 异常反映的是两个新发现的墓葬，没有原始资料。陪葬坑的磁异常南、北部分有较大的区别，它表明坑内较多的陶器等物品主要堆放在坑的南半部。该区这些异常推断的遗存埋深为地下 1～2m。实际钻探资料证实了磁测结果的分析。

(2) 电法在考古中的应用

电法也是考古工作中常采用的地球物理方法。一般古墓多埋藏于第四系松散地层中，古墓上下及周围应有厚度不等的青膏泥（粘土）填充，构成一个以厚层粘土包裹着的“古墓体”，此外，墓室有可能有地下水渗入。这就使得古墓与周围地层存在一定的磁性与电性差异，为采用电法探测古墓提供了地球物理条件。

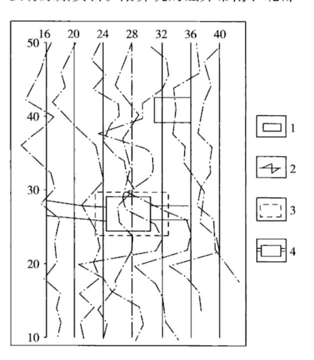


图 13.13 河南省某古墓磁测剖面平面图

1—陪葬坑；2—ΔZ 曲线；3—磁法推断主墓范围；4—发掘的主墓位置及墓道

图 13.13 是河南省某古墓地面磁测剖面平面图。图中各测线在

22～26 点和 30～36 点形成了两个近 EW 向的条带状正异常（$\Delta Z_{max}=53nT$），其间一处下降至 20nT 的鞍部，其南、北、东三面均为负异常。结合地面情况推断两条正异常的鞍部为古墓位置，而南、北、东三面负异常为高差近 20m 的人工开挖陡壁引起。

图 13.14 是 0 号剖面等视电阻率断面图。由图可见，0 线在三角点往西有 ρ_s 小于 8Ω·m 的极小值区，其他测线也有同样反映。极小值出现在 $AB/2=40\sim100$m 之间，以 $AB/2=65$m 为中心部位。由该图反映出 ρ_s 小于 8Ω·m 的极小值范围为三角点往西 11.2m，三角点往南 9.8m。该范围内 ρ_s 值均在 7.2～7.65Ω·m 内，且范围外 ρ_s 变化梯度较大。由此推断 ρ_s 小于 8Ω·m 的范围为主墓葬的位置。本区电测深曲线类型以 H 型为主，按电性可分为三层：第一层为覆盖层，第二层为"古墓体"，第三层为"古墓体"底板。由电测深曲线解释得主墓顶部埋深为 6.9m，底板埋深为 21m。经挖掘验证，基本与地球物理探测结果相符。

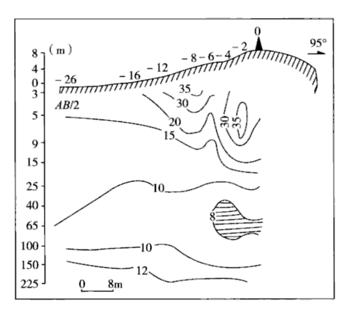


图 13.14 0 线等 ρ_s 拟断面图

(3) 探地雷达在考古中的应用

由于古遗址体与周围介质在相对介电常数上存在有差异，为探地雷达方法探测古遗址提供了地球物理条件。对于埋深较浅的古遗址，采用地质雷达方法具有较好的探测效果。湖北大冶铜绿山古铜矿遗址是我国西周末期与春秋战国时期的采矿遗址，该铜矿目前仍在开采，为了协调矿山开采与古铜矿遗址保护之间的关系，应用地质雷达探测了铜矿遗址的规模及其分布，取得了令人满意

的探测结果。

古铜矿遗址（称老窿区）都形成于接触破碎带中相当于矿体的氧化次生富集带中，鉴于当时开采的对象为高品位铜，因此老窿区发育地段首先要具备一定数量高品位铜矿可开采，二是当时用人力与较原始的工具挖掘，开采矿石的层位应该比较松软，老窿区对应的是接触破碎带经强烈风化区，古矿坑内都有回填土充填，回填土与原状土的差异明显。因此调查中老窿区的探地雷达图像应有如下特征：

1）由于地层风化是逐渐加深，因此原状土风化层应为一组均匀密集的窄反射波，同时地层风化进程是同步的，因此这些反射波的同相轴平整且可横向追踪；

2）老窿区现由回填土充填，而回填土与原状土差异增大，并且老窿区应处在矿石高品位地段，虽然铜已被开采，但铁矿石仍保留，因此反射信号强度大；

3）原状大理岩或矽卡岩由于物性相对均匀，因此反射界面相对较少，基本无明显的反射信号。

图 13.15 为老窿区的探地雷达图像。由图可见原状土为密集的窄反射波，而老窿区中的回填土为强反射波，横向变化大且同相轴难以追踪，原状土与回填土两者差异明显。根据雷达剖面图像我们构筑了三个高程的老窿投影与勘探解释进行对照。

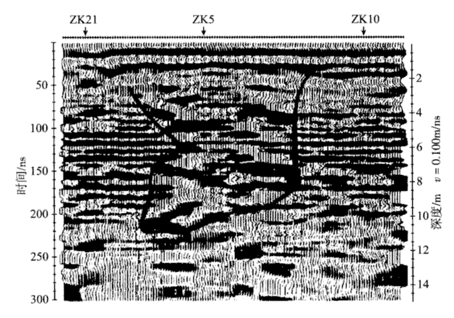


图 13.15　老窿区的探地雷达图像

图 13.16 为 1 号遗址老窿投影的探地雷达与勘探结果对照图。图（a）是勘探结果，图（b）是探地雷达解释结果。由图可见标高 +53m 与 +48m 老窿投影的探地雷达解释结果与勘探结果基本一致，但标高 +43m 的老窿区投影与雷达解释结果有较大差异，这是因为在无钻孔区地质人员往往采用外推法解释。而这种解释在不规则的老窿区会产生较大的误差。

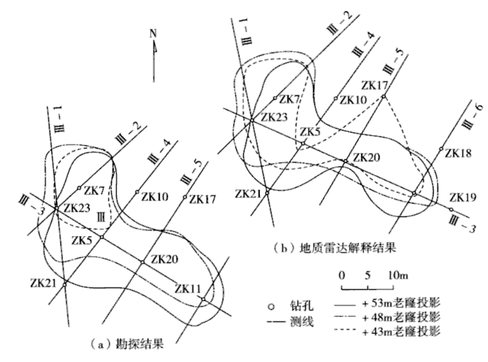


图 13.16 老窿投影的探地雷达与勘探结果对照图

（4）弹性波法在考古中的应用

秦始皇陵封土堆下若无地宫，应无大规模开挖，更不会有墓室。相反，若封土堆下存在地宫，修筑地宫必然要大规模开挖，开挖后必然改变土层的原有结构；开挖范围内必然有墓室，墓室内外必然充填不同物质；地宫内可能有砖、石质建筑；据记载地宫内存放大量水银，可能还有大量金属制品。这必然使地宫与未扰动土层之间造成物性差异。物性差异只要足够大，探测目标物的大小与其埋深相比也足够大，即可形成电法、重力、磁法、弹性波法等方法的异常。若干扰异常与目标物异常可以区分或分离，就更具备了使用物探方法进行探测的前提条件。

测量工作中，弹性波法使用了机械夯激震源。该震源在地表激发，声波干扰在反映地宫结构信息的时段强而乱，信噪比低。附图 37 给出了封土堆上 3 条测线的弹性波剖面图，根据剖面解释得到墓室范围是：东西长约 135m，南

北宽约 50m，顶深海拔高程 460m 左右，墓室高约 5m。

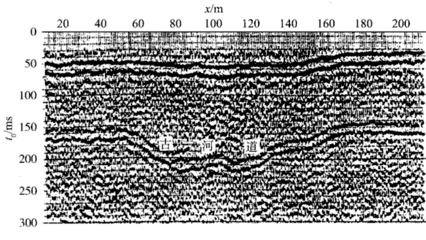


图 13.17　横波 t_0 时间剖面

图 13.17 为地震横波法探测古河道的实例剖面图。根据钻探资料推测该区域一带有一条古河道，河道埋深为 20～30m，为了查明古河道的位置，采用横波地震勘探。图中可见，40ms 左右的同相轴为第四系地层内部的反射，同相轴连续性好、起伏小；140～220ms 为古河道及两岸附近地层的反射，同相轴连续性好、起伏较大，其形态特征反映了古河道的形态，河道低部埋深为 28m 左右，视宽度约为 130m。

参考文献及资料

参考文献

地球物理化探译丛编辑部. 1993. 环境与工程（国外物化探论文选编）[M]. 北京：地震出版社

科技部国家计委国家经贸委灾害综合研究组编. 2000. 灾害·社会·减灾·发展-中国百年自然灾害态势与21世纪减灾策略分析 [M]. 北京：气象出版社

联合国环境规划署（UNEP）. 全球环境展望3，过去，现在和未来 [M]. 北京：中国环境科学出版社

苏州市地下管线管理所编. 2007. 苏州市地下管线探测及信息管理系统规范 [M]. 地方规范

中国地球物理学会，环境地球物理专业委员会（蒋宏耀等）. 1997. 环境与地球物理 [M]. 北京：地震出版社

中国地球物理学会. 2002. 中国地球物理学会年刊2002 [M]. 北京：地震出版社

中国地球物理学会勘探地球物理专业委员会水资源、工程地球物理学组. 1997. 中国水文工程环境地球物理的回顾和展望 [J]. 地球物理学报，No40（增刊）

白恒恒. 2006. 隧洞施工超前预报方法的探讨和研究 [J]. 铁道工程学报，No5

包艳英，朱明. 2008. 加油站油气污染浅析. 中国环境管理干部学院学报，No3

蔡运龙. 2000. 自然资源学原理 [M]. 北京：科学出版社

曹俊兴，贺振华，朱介寿. 1998. 工程与环境地球物理的发展现状与趋势-1997年工程与环境地球物理国际学术会议侧记 [J]. 地球科学进展，No5

曹玉，姜枚译. 1988. 地球物理方法的综合应用 [M]. 北京：地质出版社

常桂兰译. 2001. 放射性核素及其应用 [M]. 北京：海洋出版社

常铮. 2010. 地质雷达在岩溶地区隧道超前预报中的应用 [J]. 中外公路，No2

晁明举. 1999. 核磁共振理论及应用综述 [J]. 周口师范高等专科学校学报，No5

车殿国，谢时雳. 2001. 地震勘探技术在岛状多年冻土勘察中的应用 [J]. 工程勘察，No5

陈灿华，陈绍求. 2000. 电测深法在岩溶探测中的应用 [J]. 中南工业大学学报，No1

陈成宗. 1995. 隧道地质预测术 [J]. 现代隧道技术

陈刚毅. 2009. TRT地质超前预报技术及其在三峡翻坝高速公路中的应用 [J]. 资源

环境与工程，No3

陈宏林．1998．工程地震勘察方法［M］．北京：地震出版社

陈晖鸣，余钦范．1998．环境污染调查中磁与电磁测量新技术的应用［J］．地学前缘，No2

陈建峰．2003．隧道施工地质超前预报技术比较［J］．地下空间，No1

陈立民，吴人坚，戴星翼．2003．环境学原理［M］．北京：科学出版社

陈颙．2001．岩石物理学［M］．北京：北京大学出版社

陈仲侯，王兴泰，杜世汉．1993．工程与环境物探教程［M］．北京：地质出版社

程纪星，伍岳，韩绍阳．2000．综合地球物理方法在放射性废物处置库场址特性评价中的应用［J］．地质装备，No4

程纪星，伍岳，韩绍阳等．2002．综合地球物理方法在高放废物处置场址特性评价中的应用［J］．铀矿地质，No3

程久龙，王玉和，于师建等．巷道掘进中电阻率法超前探测原理与应用［J］．煤田地质与勘探，2000，No4

程业勋，王南萍，侯胜利．2001．环境辐射的评价方法及现场检测技术［J］．地学前缘，No1

程志平．2007．电法勘探教程［M］．北京：冶金工业出版社

楚泽涵，任平．2002．环境地球物理学［M］．北京：石油工业出版社

崔霖沛，吴其斌．1997．环境地球物理方法及其应用－环境污染、灾害及地球物理场环境效应的监测与治理［M］．北京：地质出版社

崔霖沛．1992．环境地球物理－地球物理应用领域的新前沿［J］．地质科技参考资料，No2

崔霖沛．1993．放射性地球物理方法在环境勘查中的应用［J］．国外地质勘探技术，No4

崔霖沛．1995．地球物理学与环境的监测和保护［J］．国外地质勘探技术，No2

崔霖沛．1997．地球物理方法在环境保护工作中的应用［J］．水文地质工程地质，No5

崔霖沛．1998．地球物理方法在城市环境评价中的应用［J］．国外地质科技，No1

崔霖沛．1998．环境地球物理方法的若干应用领域及其发展趋势［J］．国外地质科技，No3

戴前伟，何刚，冯德山．2005．TSP－203 在隧道超前预报中的应用［J］．地球物理学进展，No2

单娜琳．2006．工程地震勘探［M］．北京：冶金工业出版社

邓广哲，杨海忠．2000．核岩土环境工程问题及研究现状［J］．西安科技学院学报，No4

邓雄业，李明高．2000．靠椅山隧道大塌方的处理［J］，西部探矿工程，No4

丁恩宝，凌荣华，马继平．1995．隧道工程地质预报方法探讨［J］．工程地质学

报，No1

丁建芳等. 2006. HSP水平声波反射法在徐家梁子隧道地质预报中的应用初探［C］. 2006和谐开发中国西部声学学术交流会论文集

丁绪荣. 1984. 高等学校教材－普通地球物理教程－重力及磁力［M］. 北京：地质出版社

董焕成. 1993. 重磁勘探教程［M］. 北京：地质出版社

董兆祥，雷霆，赵文强等. 1997. 应用直接测氡法对唐山岩溶塌陷的测试研究［J］. 中国地质灾害与防治学报，No4

段佳松. 1999. 综合地球物理调查评价深圳市地下水资源［J］. 地球物理与化探，No5

段小强. 2007. 考古学通论［M］. 兰州：兰州大学出版社

段铮等. 2008. 瞬变电磁法超前地质预报技术在铜锣山隧道中的应用［J］. 现代隧道技术，No2

多尔特曼（苏）. 1985. 岩石和矿物的物理性质［M］. 北京：科技出版社

冯必达. 2001. 浅谈城市生态环境放射性调查［J］. 华东铀矿地质，No2

傅良魁，孟海东. 1993. 激发极化法找水的一些新进展［J］. 地球物理与化探，No6

傅良魁. 1991. 应用地球物理教程——电法、放射性、地热［M］. 北京：地质出版社

高庆华，马宗晋，苏桂武. 2001. 环境、灾害与地学［J］. 地学前缘，No1

高星. 2000. 地震层析成像研究的回顾与展望［J］. 地球物理学进展，No4

高星. 2000. 我国西部地区进行环境地球物理监测的意义初探［J］. 地球科学进展，No4

葛双成. 1998. 环境地球物理的实践［J］. 浙江地质科技情报，No. 2－3

龚固培. 2000. 超前地质预报在北京市八达岭高速公路隧道施工中的应用［J］. 现代隧道技术，No5.

龚士良，吴继红. 2008. 上海长江隧桥工程地质灾害危险性评价与防治对策［J］. 长江科学院院报，No6

管志宁. 2005. 地磁场与磁力勘探［M］. 北京：地质出版社

郭朋超. 2004. 隧道地质超前预报新技术概述［J］. 铁道建筑技术，No2

郭伟海，林才奎，方建勤. 典型超前地质预报手段的适应性研究［J］. 公路，2010，No6

韩德品，李丹，程九龙等. 超前探测灾害性含导水地质构造的直流电法［J］. 煤炭学报. 2010，No4

何发亮，李苍松，陈成宗. 2006. 隧道地质超前预报［M］. 成都：西南交通大学出版社

何刚，沙椿，丁陈奉等. 2006. TSP－203系统数据采集的改进方案［J］. 地球物理学进展，No4

何继善，柳建新. 2004. 隧道超前探测方法技术与应用研究［J］，工程地球物理学

报，No4

何强，赖敏，钟国平. 2001. 电磁波层析成像在绵阳污水处理工程场地勘探中的应用[J]. 四川地震，No1

何雪洲. 1999. 地球物理技术在灾害地质调查中的应用 [J]. 水文地质工程地质技术方法动态，No1

何勇华. 2010. 采用探地雷达对隧道掌子面前方地质状况进行超前预报 [J]. 金属矿山，No1

何振起，李海，梁颜忠. 2000. 利用地震反射法进行隧道施工地质超前预报 [J]. 铁道工程学报，No4

贺瑋溶. 2000. 枯竭的源泉——20 世纪人类的资源开发与耗损 [M]. 重庆：重庆出版社

胡茂焱. 2002. 地质灾害与治理技术 [M]. 武汉：中国地质大学出版社

胡敏. 2002. 中国当前的主要环境问题 [J]. 乐山师范学院学报，No4

胡敏知. 1996. 放射性地球物理方法在环境评价中的应用. 铀矿地质，No5

胡兴. 2008. 隧洞施工期地质超前预报方法现状 [J]. 贵州工业大学学报（自然科学版）. No5

黄绪德. 1989. 勘探物理地球与计算技术 [J]. 地球物理化探计算技术，No1

贾民育. 2000. 微重力测量技术的应用 [J]. 地震研究，No4

蒋宏耀，张赛珍. 1988. 岩石和矿物物理性质论文集 [M]. 北京：地震出版社

金美海，李星平，张长亮. 2007. 隧道超前地质预报综述 [J]. 交通标准化——公路工程与运输，No7

雷霆，董兆祥，刘金锋. 1997. 地裂缝氡值测试及形成机制初探 [J]. 中国地质灾害与防治学报，No4

雷宛等. 2006. 工程与环境物探教程 [M]. 北京：地质出版社

李苍松，何发亮，丁建芳. 2005. 武隆隧道岩溶地质超前预报综合技术 [J]. 水文地质工程地质，No2

李金铬. 2005. 地电场与电法勘探 [M]. 北京：地质出版社

李金铭，罗延钟. 1996. 电法勘探新进展 [M]. 北京：地质出版社

李丽华. 2002. 地下声波法 CT 探测技术在工程地质勘查中的应用 [J]. 工程勘察，No6

李录明，李正文. 2007. 地震勘探原理、方法和解释 [M]. 北京：地质出版社

李文新. 2007. 隧道物探法预报进展及回顾 [J]. 山西建筑，No7

李晓芹，陶裕录，冯锐. 1998. 电阻率层析成像的原理与初步应用 [J]. 地震地质，No3

李新生. 2000. 西安地裂缝场地工程地质勘察 [J]. 工程地质学报，No8

李学忠. 2010. 超前地质预报在某岩溶隧道中的探测结果分析 [J]. 甘肃科技，No11

李勇，孙喜峰，李廷. 2004. 隧道施工地质超前预报方法 [J]. 地质与资源，No2

李志祥，何振起，刘国伍. 2005. TSP-203 在大支坪隧道超前预报中的应用 [J]. 地球物理学进展，No2

李周，孙若梅. 2000. 中国环境问题 [M]. 郑州：河南人民出版社

廖升权. 2010. TSP203 系统在永九快速线永龙隧道超前地质预报中的应用 [J]. 广州建筑，No2

刘保金. 1997. 浅层反射波法在寻找某些基岩地下水中的应用 [J]. 华北地震科学，No4

刘保全. 1996. 浅层地震勘探在岩溶调查中的应用效果 [J]. 地球物理与化探，No6

刘昌铨，孙振国，李长法. 2000. 层析成像技术在核反应堆地基勘察中的应用 [J]. 地球物理与化探，No1

刘超臣，蒋辉. 2003. 环境学基础 [M]. 北京：化学工业出版社

刘传正. 2002. 地质灾害勘查指南 [M]. 北京：地质出版社

刘飞，陈华英，岑文龙. 2001. 环境对人类发展的影响 [J]. 上海地质，No3

刘国兴. 2005. 电法勘探原理与方法 [M].

刘海春. 2008. 固体废物处理处置技术 [M]. 北京：中国环境科学出版社

刘静玲. 2001. 人口·资源与环境 [M]. 北京：化学工业出版社

刘康和. 1997. 面波探测新技术综述 [J]. 电力勘测，No2

刘青勇，董广清. 1999. 电阻率法在防治莱州湾地区海水入侵中的应用 [J]. 地球物理与化探，No5

刘士毅. 2005. 秦始皇陵地宫地球物理探测成果与技术 [M]. 北京：地质出版社

刘向君，刘堂晏，刘诗琼. 2006. 测井原理及工程应用 [M]. 北京：石油工业出版社

刘志刚，刘秀峰. 2003. 断层参数预测法预报隧道断层 [J]. 岩石力学与工程学报，No9

刘志刚，赵勇，李忠. 2000. 隧道施工地质工作方法 [J]，石家庄铁道学院学报，No4

刘志刚，赵勇. 2001. 隧道隧洞施工地质技术 [M]. 北京：中国铁道出版社

陆礼训，邓世坤，冉弥. 2010. 探地雷达在隧道施工超前探测中的应用 [J]. 工程地球物理学报，No2

罗孝宽，郭绍雍. 1991. 应用地球物理教程——重力磁法 [M]. 北京：地质出版社

马利平，廖华. 2001. 地质雷达在探测地下采空巷道中的应用 [J]. 勘察科学技术，No3

牟元存，王光权，王树栋. 2010. TSP 在灰岩地区隧道施工过程中的应用与探索 [J]. 工程地球物理学报，No2

聂高众，高建国. 2001. 21 世纪中国的自然灾害发展趋势—以地震和旱涝灾害为例 [J]. 第四纪研究，No3

潘懋，李铁锋，孙竹友. 1997. 环境地质学 [M]. 北京：地震出版社

潘懋，李铁锋. 2002. 灾害地质学 [M]. 北京：北京大学出版社

潘友忠. 2010. 瞬变电磁法在矿井巷道掘进前方富水性探测中的应用 [J]. 安徽地质, No2

潘玉玲, 万乐, 袁照令等. 2000. 核磁共振找水方法的形状和发展趋势 [J]. 地质科技情报, No1

潘玉玲, 张昌达. 1999. 核磁共振技术应用的新领域——探查地下水 [J]. CT 理论与应用研究, No4

钱绍瑚. 1993. 地震勘探 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社

邵飞. 2000. 居室环境的放射性危害及其评估 [J]. 江西地质, No2

邵兴家, 李延民, 李明等. 2010. 高密度电阻率法在泥石流滑坡工程勘察的应用效果 [J]. 科协论坛 (下半月), No6

沈博. 1999. 工程微重力勘察的方法特点与应用 [J]. 工程勘察, No3

舒俭民, 高吉喜, 张林波等. 2001. 全球环境问题 [M]. 贵阳: 贵州科技出版社

宋雷, 黄家会, 南生辉. 1999. 地质雷达用于探测煤田自燃区的研究 [J]. 煤炭科学技术, No12

宋雷, 黄家会, 杨维好. 1999. 钻孔地质雷达工作原理及应用 [J]. 地球物理与化探, No6

宋妙发, 强亦忠. 1999. 核环境学基础 [M]. 北京: 原子能出版社

宋秀杰, 丁庭华. 1999. 北京市地下水污染的现状及对策. 环境保护, No11

孙宏志, 刘长亮. 2008. 陆地声呐数据预处理技术研究 [C]. 中国地球物理学会第二十四届年会论文集

孙家齐, 陈新民. 2007. 工程地质 [M]. 武汉: 武汉理工大学出版社

孙亮. 2009. 瞬变电磁法对含水层的超前探测效果分析 [J]. 山东大学学报 (工学版), No4

汤世民. 2009. 论建筑结构工程质量检测中的无损检测技术 [J]. 四川建材, No147

唐大荣. 1994. 地面岩溶塌陷的高分辨率地震勘查 [J]. 地球物理与化探, No1

唐连权, 张金银, 周立波. 2010. 地质雷达在绍诸高速公路隧道施工超前地质预报中的应用 [J]. 现代交通技术, No2

田钢, 刘菁华, 曾绍发. 2005. 环境地球物理教程 [M]. 北京: 地质出版社

童晓华. 1999. 环境地球物理研究方法与进展 [J]. 甘肃地质科技情报, No1 ~2

王德琪. 1999. 地球物理技术应用的新进展 - 环水工地球物理 [J]. 石油地球物理译丛, No5

王东才编译. 2001. 探地雷达与工程地质勘探 [J]. 地球物理装备, No3

王法刚等. 2005. 陆地声呐法及其在岩溶探测中的应用 [J]. 长江科学院院报, No1

王丰. 2003. 地球——人类沧桑的家园 [M]. 北京: 国防工业出版社

王洪勇, 张继奎, 李志辉. 2003. 长大隧道红外辐射测温超前预报含水体方法研究与应用实例分析 [J]. 物探化探计算技术, No1

王俊茹, 吕继东. 2002. 地质雷达在环境地质灾害探测中的应用 [J]. 地质与勘

探，No3

王俊茹. 2002. 工程与环境地震勘探技术［M］. 北京：地质出版社

王丽娟，王支农，郝书军. 2003. 地球物理方法在环保工作中的应用实例［J］. 勘察科学技术，No2

王明伟，陈冶，孙永年. 2008. 地质灾害调查与评价［M］. 北京：地质出版社

王齐仁，杨天春. 2006. 隧道地质灾害超前预报的地震反射法［J］. 地球物理学进展，No2

王琪，郭立坤，董路等. 2001. 城市环境问题［M］. 贵阳：贵州科技出版社

王为民. 矿井下探测含水、导水构造的物探方法［J］. 煤田地质与勘探，1996，No6

王卫平，徐东宸. 1999. 航空地球物理综合测量在我国东部沿海地区水工环勘查中的应用［J］. 地球物理与化探，No5

王文龙，陈天逵. 1995. 浅论高密度电阻率法在工程勘测中的应用效果［J］. 地球物理与化探，No3

王兴泰. 1996. 工程与环境地球物理新方法新技术［M］. 北京：地质出版社

王秀明. 2000. 应用地球物理方法原理［M］. 北京：石油工业出版社

王玉海，姜涛. 2001. 地质雷达在检测地裂缝中的应用［J］. 勘察科学技术，No3

王志雄. 1996. 放射性废物处置概论［M］. 北京：科学出版社

温树林，吴世林. 2003. TSP203 在云南元磨高速公路隧道超前地质预报中的应用［J］. 地球物理学进展，No3

吴甲斌. 2001. 船舶油运中油气污染、控制及石油蒸发试验研究［J］. 交通环保，No1

吴维平. 1999. 港口油气污染扩散及源强计算方法的探讨. 交通环保，No6

吴忠杰. 2010. 地质雷达在岩溶隧道地质超前预报中的应用［J］. 桥隧工程，No7

夏望麟，王国利. 2002. 浅层反射多次覆盖技术在滑坡勘探中的应用［J］. 湖北地矿，No4

夏赞鸥，高波，李苍松. 2008. HSP 声波发射法应用于五龙山隧道超前地质预报［J］. 西部探矿工程，No3

向亮星. 2010. 地质雷达原理及在隧道短期超前预报中的应用［J］. 山西建筑，No22

肖启航，谢朝娟. 2010. TST 技术在贵州高速公路顶效隧道超前地质预报中的应用［J］. 工程勘察，No7

肖书安，吴世林. 2004. 复杂地质条件下的隧道地质超前探测技术［J］. 工程地球物理学报，No2

谢建平. 2001. 综合地球物理方法在水资源勘探中的应用［J］. 中国煤田地质，No1

谢勇谋. 2004. 国道 317 线鹧鸪山隧道施工地质预报研究［D］. 成都理工大学硕士学位论文

徐宝慈. 1995. 当前环境工程地球物理研究的进展和动向［J］. 地球物理化探译丛，No5

徐明才，柴铭涛，荣立新等. 2007. 厚覆盖区金属矿地震方法技术研究 [J]. 地球物理化探计算技术，No6

徐明才，高景华，荣立新等. 2004. 从金属矿地震方法的试验效果探讨其应用前景 [J]. 中国地质，No1

徐则民，黄润秋. 2000. 深埋特长隧道及其施工地质灾害 [M]. 成都：西南交通大学出版社

许银海. 2007. 瑞利波探测技术在长隧道地质超前预报中的应用 [J]. 公路，No12

许兆义，李书绅，赵英杰等. 1994. 放射性废物地质处置 [M]. 北京：地震出版社

薛国强，李貅. 2008. 瞬变电磁隧道超前预报成像技术 [J]. 地球物理学报，No3

杨成林. 1993. 瑞利波勘探 [M]. 北京：地质出版社

杨果林，杨立伟. 2006. 隧道施工地质超前预报方法与探测技术研究 [J]. 地下空间与工程学报，No4

杨华，李金铭，桂峰. 1998. 电阻率层析成像方法技术近年发展概况 [J]. 地球物理学进展，No4

杨进，刘庆成，程业勋. 1998. 环境地球物理方法在地下水污染监测中的应用 [J]. 环境科学研究，No6

杨进，刘庆成，程业勋. 2000. 水环境地球物理方法的应用综述 [J]. 地质科技情报/中国地质大学（武汉），No2

杨进，刘兆平. 2008. 天然场激发极化法在多金属矿区的野外试验效果 [J]. 地学前缘，No4

杨进，谭捍东，傅良魁. 1998. 被动源激发极化法的野外试验结果 [J]. 现代地质，No3

杨萍，刘康和，李明福. 2006. 隧洞施工超前预报现状概述 [J]. 红水河，No1

杨勤海，吴悦，李洪涛. 2003. 声波测井在研究滑坡中的应用 [J]. 勘察科学技术，No1

杨文采，杜剑渊. 1992. 煤矿陷落柱地震层析成像试验 [J]. 地球物理与化探，No3

姚姚. 2006. 地震波场与地震勘探 [M]. 北京：地质出版社

伊武军. 2001. 资源・环境与可持续发展 [M]. 北京：海洋出版社

余东俊，黄磊，张玮. 2010. 瞬变电磁法超前地质预报技术在明月峡隧道中的应用 [J]. 勘察科学技术，No2

袁明德. 2001. 地质雷达的最新进展 [J]. 地质装备，No9

匀丽敏，刘学伟，雷鹏等. 2007. 金属矿地震勘探技术方法研究综述——金属矿地震勘探技术及其现状 [J]. 勘探地球物理进展. No1

曾昭璜. 1994. 隧道地震反射法超前预报 [J]. 地球物理学报，No2

张宝军. 2007. 水污染控制技术 [M]. 北京：中国环境科学出版社

张凯，施春晖，陈礼兵. 2010. 探地雷达在岩质隧道施工超前预报中的应用 [J]. 江苏建筑，No1

张平松，吴健生．2006．中国隧道及井巷地震波法超前探测技术研究分析［J］．地球科学进展，No10

张世杰．2010．TSP在某隧道超前地质预报中的应用［J］．铁道勘察，No2

张守恩．1997．水文及工程地球物理勘探［M］．徐州：中国矿业大学出版社

张伟杰，郝明锐，杜毅博等．2010．基于双频机电法的煤矿巷道超前探测新技术初探［J］．煤炭科学技术，No3

张献民，王俊茹，刘国辉．1994．应用高密度电法探测煤田陷落柱［J］．地球物理与化探，No5

赵成斌，刘保金，姬继法等．2001．综合地球物理方法在地质灾害调查中的应用研究［J］．地球物理与化探，No6

赵存明，沈斐敏．2006．公路施工隧道地质灾害超前预报技术分析［J］．中国安全生产科学技术，No4

赵永贵，刘浩，孙宇等．2003．隧道地质超前预报进展［J］，地球物理学进展，No3

赵永贵．2008．TST隧道超前预报技术原理与应用［J］．中国地球物理学会第二十四届年会论文集

赵兆，王勇，张仲礼．2010．瑞利波超前探技术在跟踪长距离掘进巷道中的应用研究［J］．西北地质，No2

赵忠海．2002．探地雷达在地质灾害调查方面的应用［J］．中国地质灾害与防治学报，No2

赵竹占．2000．地球物理勘查技术在广东核电站废料处置场选址中的应用［J］．地质与勘探，No1

郑军卫，张志强，董连成．2000．环境地球物理学及其现状与进展［J］．地球科学进展，No1

郑泽厚．1994．中国生态环境问题及对策［J］．湖北大学学报（自然科学版），No3

钟世航，曹大明．2005．隧道中用陆地声呐法在开挖的岩面或衬砌表面测围岩松弛带深度［J］．岩石力学与工程学报，No10

钟世航，孙宏志，王荣．2007．陆地声呐法在隧道施工时预报断层、溶洞的效果［J］．隧道建设，No8

钟世航．1997．陆地声呐法及其应用效果［J］．物探与化探，No3

周立祥．2007．固体废物处理处置与资源化［M］．北京：中国农业出版社

周律等．2001．环境物理学［M］．北京：中国环境科学出版社

周平，施俊法．2008．金属矿地震勘查方法评述［J］．地球科学进展，No2

周蓉生，侯新生等．1994．核地球物理方法在大气环境研究中的应用［J］．中国地球物理学会年刊（第10届）

周永康．2000．资源与环境知识读本［M］．北京：地质出版社

朱大奎，王颖，陈方．2000．环境地质学［M］．北京：高等教育出版社

朱海龙．1999．环境地球物理学及其研究现状［J］．石油地球物理译从，No1

Dwain K B 等著. 崔霖沛译. 1998. 关于近地表地球物理新用途的短篇记事选 [J]. 地球物理化探译丛, No2

Gueli S V. 2001. ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS: MODERN CONCEPTION [J]. 地学前缘, No1

John E S 等著. 张保祥译. 1998. 地球物理技术在城市环境地质调查中的应用 [J]. 地球物理化探译丛, No2

Leblanc G E, Morris W A. 郭良德译. 1998. 利用高分辨率航磁数据在阿尔伯塔南部探测烃渗漏 [M].

Inazaki T, Isahai H, Kawamura S, et al. 1999. Stepwise Application of Horizonal Seismic Profiling for Tunnel Prediction Ahead of the Face [J]. The Leading Edge, No12

Otto R, Button E A, Bretterebner, et al. 2002. The Application of TRT (True Reflection Tomography) at the Unterwald Tunnel [J]. Felsbau, No2

参考资料

董海文. 2005. 瞬态瑞雷面波法在公路工程质量检测中的理论与应用研究 [J]. 湖南大学硕士学位论文

秦胜伍. 2009. 基于 GIS 的隧道施工超前地质预报 [A]. 吉林大学 2009 博士论文

石刚. 2009. 探地雷达系统优化及在隧道地质超前预报中的应用研究 [A]. 长安大学 2009 年博士学位论文

王齐仁. 2007. 隧道地质灾害超前探测方法研究 [A]. 中南大学博士论文

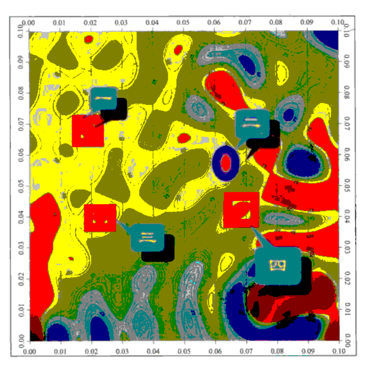
肖秀梅. 2007. 动电技术处理城市污水脱水污泥的试验研究 [J]. 同济大学硕士学位论文

许英霞. 2004. 金属矿山工程地质灾害的评估研究 [J]. 河北理工大学硕士学位论文

杨进. 环境地球物理教程 [M]. 北京: 中国地质大学

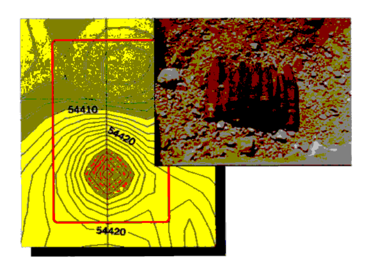
张志龙. 2006. 越岭长大公路隧道地质预报中的关键技术问题研究 [D]. 成都理工大学博士学位论文

附　　图



附图 1　试验场磁力归位异常图

（一～四为异常编号）



附图 2　一号异常放大图及挖掘出的炮弹



附图 3　V8 测量系统



附图 4　GDP－32Ⅱ测量仪器



附图 5　EH－4 连续电导率剖面仪



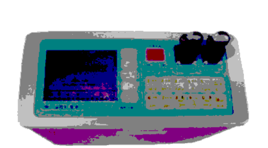
附图 6　RIS－2D 分布式高密度电法仪



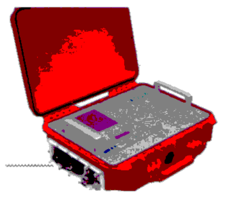
附图 7　SIR－3000 便携式探地雷达



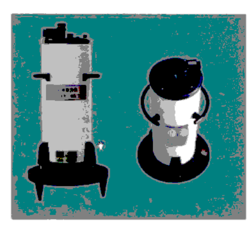
附图 8　瞬变电磁仪



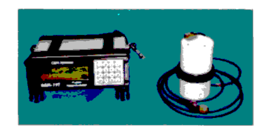
附图 9　DWJ－3B 微机激电仪



附图 10　GMS－07 综合电磁测量系统



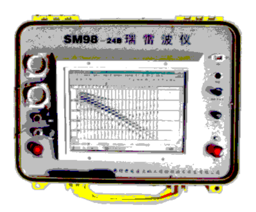
附图 11　Z400 型重力仪



附图 12　质子旋进磁力仪



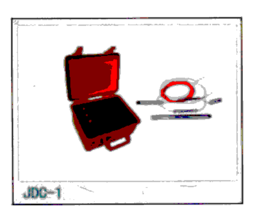
附图 13　工程地震仪



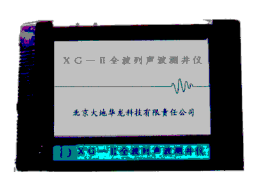
附图 14　瑞雷波仪



附图 15　超声波仪



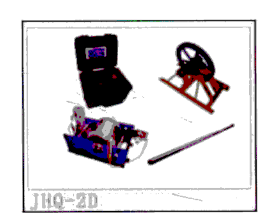
附图 16　电阻率测井仪



附图 17　全波列声波测井仪



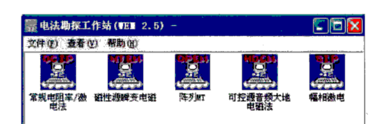
附图 18　多参数轻便数字测井仪



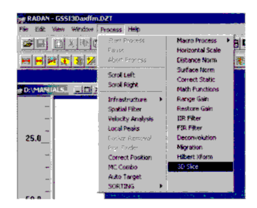
附图 19　综合数字测井系统



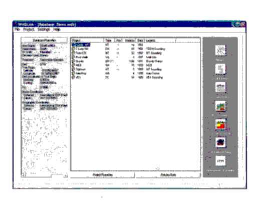
附图 20　RES2DINV 软件主界面



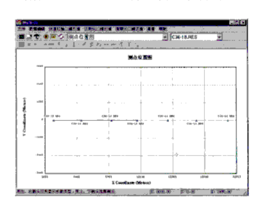
附图 21　WEN 电法工作站主界面



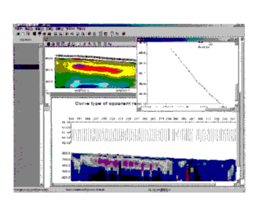
附图 22　RADAN 探地雷达软件界面



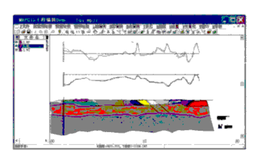
附图 23　WinGlink 软件界面



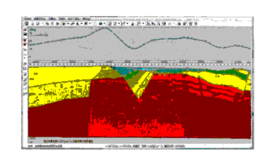
附图 24　EMAGE 软件界面



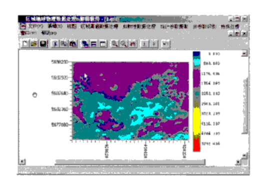
附图 25　瞬变电磁处理软件界面



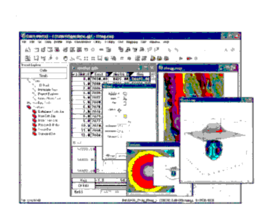
附图 26　RGIS 资料处理软件界面



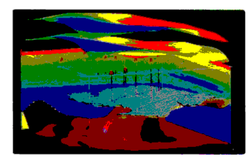
附图 27　MASK 重磁可视化建模时正反演软件界面



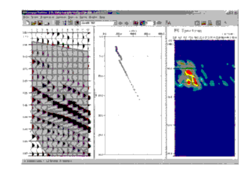
附图 28　GeoProcess 软件运行界面



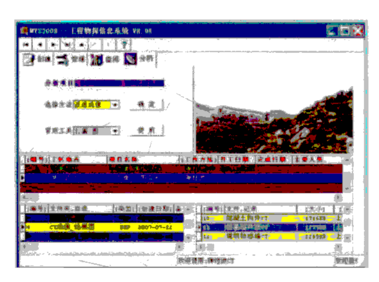
附图 29　OASIS MONTAJ 软件界面



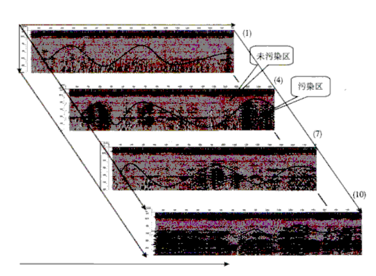
附图 30　Fugro－LCT 软件运行界面



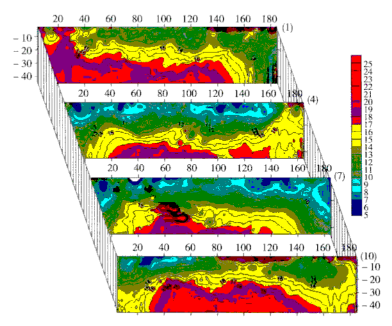
附图 31　Geogiga Surface 软件运行界面



附图 32　WYS 软件界面



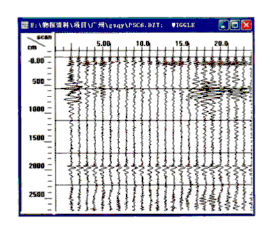
（a）探地雷达资料解释图



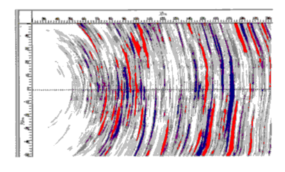
（b） 高密度检测异常图

附图 33 保定韩村垃圾场地球物理检测图

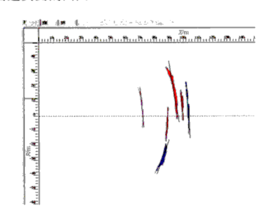
（1） 等代表测线号



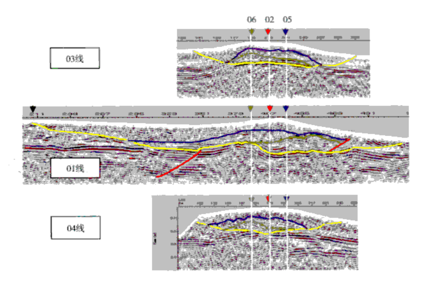
附图 34　探地雷达实测剖面图



附图 35　TSP 隧道深度偏移图



附图 36　TSP 隧道反射面提取图



附图 37　弹性波时间剖面图